TRAVAUX DES LABORATOIRES
DES SCIENCES DE LA TERRE

LES FACIES CALCAIRES DU JURASSIQUE PROVENCAL

par C. TEMPIER
Laboratoire de Géologie structurale

1972, série B, n° 4

SAINT-JEROME MARSEILLE

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545827_0018

Claude TEMPIER

LES FACIÈS CALCAIRES DU JURASSIQUE PROVENÇAL

TEMPIER C. - (1972) Les faciès calcaires du Jurassique provençal*. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille,* (B), n° 4, 361 p., 102 fig., 77 pl. h.-t.

*Cet article recouvre un travail de thèse de doctorat d'état soutenue en 1972 à l'Université de Provence et enregistrée au C.N.R.S. sous le n° A.O. 6234.

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

RÉSUMÉ

Ce mémoire concerne une étude lithologique détaillée des formations calcaires du Jurassique de Provence, dans une zone limitée à l'Ouest par le Rhône et la Durance, au Nord par les vallées de l'Asse et du Var moyen, à l'Est par le Var inférieur, et au Sud par la Méditerranée.

Il débute par des généralités : étude géographique, cadre géologique, exposé des méthodes d'étude (définition des termes utilisés, classifications pétrographiques des calcaires).

Les grandes parties sont consacrées à l'étude détaillée du Jurassique inférieur (3), du Jurassique moyen (4) et du Jurassique supérieur (5). Pour chacun de ces sous-systèmes, après une introduction rappelant les grandes lignes de la stratigraphie, sont décrites des coupes choisies dans l'ensemble de la région. Les microfaciès et le contenu biologique de chaque niveau sont donnés à la fois par une description détaillée des lames minces et par une représentation schématique des microfaciès calcaires, figurant dans les "logs" à côté de la coupe de terrain et de la répartition des organismes. Les caractères des principaux faciès font ensuite l'objet d'une récapitulation qui introduit leur interprétation paléo-océanographique.

La conclusion donne une idée de l'extension verticale et horizontale des principales formations, en précisant la lithostratigraphie, ainsi que la paléogéographie de la Provence au Jurassique.

Au Jurassique inférieur, on observe successivement du Sud au Nord :

le bassin provençal comportant d'abord des dolomies primaires (Hettangien) puis des formations calcaires à entroques (Carixien) et à débris de tests et oncolites (Domérien - Aalénien) ; deux minces horizons marneux marquent la base du Domérien et du Toarcien ;

le haut-fond du moyen Verdon caractérisé par l'absence de dépôts au Jurassique inférieur, sans que des indices certains d'émersion aient pu être observés ;

le bassin dauphinois dont seule la bordure sud a été étudiée marqué par de puissantes formations calcaires (Hettangien - Carixien) puis marneuses (Domérien - Aalénien) de teinte sombre ; toutefois, des calcaires plus minces et coupés de *hard-grounds*, comportant des lentilles à Madréporaires, marquent la bordure méridionale.

Au Jurassique moyen, ces trois unités paléogéographiques subsistent, mais la subsidence est plus importante. Des formations marno-calcaires à *Cancellophycus* occupent les bassins tandis que les zones hautes (haut-fond du moyen Verdon et bordure méridionale du bassin provençal) sont caractérisées par des formations calcaires oolitiques et à oncolites s'étendant plus largement au Bathonien supérieur. La paléogéographie de la région change à la fin du Jurassique moyen car le bassin provençal perd alors son individualité. Il ne subsiste alors plus qu'une vaste plate-forme peu subsidente, bordée au Nord par le bassin dauphinois.

Au Jurassique supérieur, qui est représenté par des calcaires très épais, ces lignes paléogéographiques persistent. La bordure septentrionale de la plate-forme est jalonnée au Portlandien par une "barrière récifale" de Madréporaires qui isole du bassin dauphinois à sédimentation pélagique, une zone peu profonde située sur le pourtour des Maures et marquée par l'importance de la dolomitisation. La subsidence est intense dans le bassin dauphinois qui reste profond. Des *slumpings* et des courants turbides y apportent des éléments biodétritiques littoraux qui proviennent des plate-formes de bordure situées au Sud, au milieu des boues fines pélagiques.

Ce travail a pour objectif une connaissance précise des formations calcaires et de leur microfaciès en vue de leur interprétation paléogéographique. Il aboutit à l'établissement des grands traits de la Provence au Jurassique : sédimentation de plate-forme stable bordée par des hauts-fonds et limitée vers le Nord par un bassin subsident. Les terres émergées situées vers le Sud ne fournissent pratiquement pas de matériel détritique : elles sont très peu accidentées et vraisemblablement soumises à un climat de type tropical qui permet une altération des roches sans que du matériel terrigène grossier ne parvienne dans les bassins marins.

ABSTRACT

A detailed lithologic study of Jurassic formations has been carried through in Provence. The geographic limits of the investigated area are defined by the Rhône and the Durance Rivers westwards, the Asse and the Middle Var Rivers northwards, the Lower Var eastwards, and by the Mediterranean sea southwards.

The work starts (1-2) with a general discussion of the geography, the geological framework, the methods of work (specially the definition of the used terms and classifications of carbonate rocks). The principal parts of the work are devoted to the lithologic and paleogeographic study of the following units : (3) Lower Jurassic, (4) Middle Jurassic, (5) Upper Jurassic. In every part, after the general stratigraphic succession, several detailed sections, located in the studied area, are described Petrographic framework (demonstrated with Folk's classification), microfacies and biological content are given by a detailed description of thin sections and a graphic representation of microfacies (including organic broken pieces) drawn close to the land section diagram. The recapitulation of the main facies characteristics discloses the sedimentation conditions and paleo-oceanographic interpretation. The lithostratigraphy, including vertical and horizontal extension of the formations and also the Jurassic paleogeography of Provence, leads to the conclusion.

During the Lower Jurassic period, the paleogeographic framework includes : the provençal basin, located southwards, including primary dolomites (Hettangien stage), encrinitic limestones (Carixian stage), oncolite and tests biomicrites (Domerian to Aalenian stages) ; Sinemurian stage is missing ; two marly beds indicate the base of the Domerian and Toarcian stages ;

- the middle Verdon shoal, located between Rians westwards and Nice eastwards, without any Lower Jurassic sediments ; but there is no sure emersion arguments ;

- on the Dauphinois basin, which is extending on the major part of the subalpine belt are deposited thick dark formations of limestones (Hettangian to Carixian stages) and marls (Domerian to Aalenian stages) ; but thin clear limestone beds, with hard-grounds and coral lenses, mark out the southern border.

During the Middle Jurassic system, these paleogeographic units do not change, but the subsidence is stronger. *Cancellophycus* marly limestones and marls fill the basins. On the high areas (the middle Verdon shoal and its limits) are located oolitic and oncolitic limestones, more extended during the Upper Bathonian stage. The paleogeographic framework changes at the end of the Middle Jurassic period : the Provence basin disappears and a large flat platform is extending south of the Dauphinois basin.

This paleogeography will go on during the Upper Jurassic period, with thick limestones deposits. The northern border of the platform is marked, during the Portlandian time, by a "recifal barrier" which separates the Dauphinois basin (pelagic sedimentation) from a small deep dolomitic area located near the Paleozoïc Maures mountains. In the subsiding Dauphinois basin, turbid streams carry biodetritic materials from littoral borders to pelagic mud areas.

The aim of this work is to get an accurate knowledge of lithostratigraphy and microfaciès, so as to establish, a paleogeographic reconstruction. It gives an idea of the Provençal Jurassic framework : a stable platform with limestone sedimentation, bordered with shoals and limited northwards by a subsident basin. Southwards, flat emerged lands did not afford terrigeneous material, probably according to the flat topography and tropical climate allowing chemical solutions from minerals and rocks.

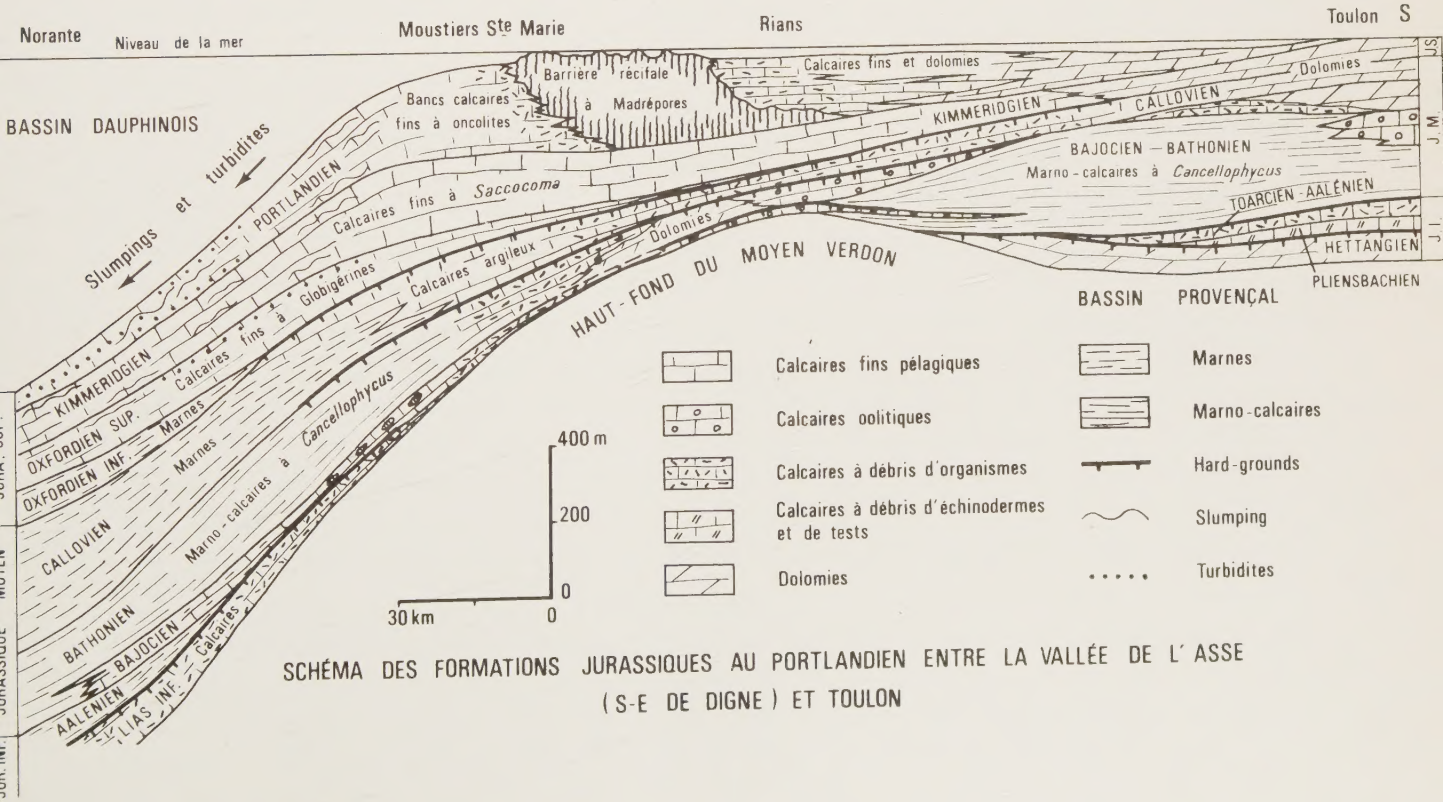


SCHÉMA DES FORMATIONS JURASSIQUES AU PORTLANDIEN ENTRE LA VALLÉE DE L'ASSE (S-E DE DIGNE) ET TOULON

INTRODUCTION - PLAN DE L'ETUDE

Les études du Jurassique provençal, qui ont débuté il y a plus d'un siècle, sont maintenant si nombreuses qu'il semblait difficile de découvrir des faits nouveaux dans une région aussi bien connue. Cependant, la plupart des auteurs qui se sont intéressés au système jurassique dans le Sud-Est de la France ont surtout étudié la stratigraphie et la paléontologie qui en constitue la base, mais ils n'ont, le plus souvent, donné que des indications très sommaires sur la lithologie et les faciès des divers étages définis paléontologiquement. Les faciès calcaires, pauvres en fossiles, et en apparence très uniformes, ne pouvaient être décrits faute de nomenclature pétrographique unifiée ; c'est pourquoi ils n'ont pas particulièrement attiré l'attention des chercheurs.

Cependant, de nouvelles méthodes d'étude des séries sédimentaires, qui exigent des données précises sur les faciès d'une région, ont été mises au point par les équipes de recherche pétrolière. Ces méthodes, en particulier celles concernant les minéraux lourds et les microfaciès (J. Cuvillier, 1952-1961) permettent d'examiner des séries pauvres en fossiles ou monotones (les microfaciès en milieu calcaire sont particulièrement variés et leur différenciation pleine d'intérêt. L'association de ces méthodes à l'examen des structures sédimentaires, préconisé en particulier par A. Lombard (1956), permet d'arriver à une connaissance précise des formations et de leurs relations mutuelles à l'intérieur d'un bassin de sédimentation.

Les recherches océanographiques se sont orientées ces dernières années vers une étude de plus en plus poussée de la sédimentation actuelle et de la géologie des fonds marins. Les informations concernant le processus d'élaboration des dépôts d'origine biologique sont devenues très nombreuses. Il en est de même de l'intervention des organismes dans les processus de sédimentation et du remaniement des sédiments. Il faut particulièrement mentionner les très nombreux travaux sur les récifs coralliens actuels et leur environnement.

Il apparaissait particulièrement intéressant de réaliser une étude des formations du Jurassique provençal dans lequel les faciès calcaires sont particulièrement développés. C'est par l'utilisation des méthodes modernes de la pétrographie sédimentaire, l'examen sur le terrain des structures des bancs et des relations géométriques des divers faciès, et la comparaison des résultats avec ceux des travaux portant sur les milieux actuels, que l'on pouvait espérer atteindre de nouveaux objectifs. Cette comparaison est plus ou moins valable, mais elle permet néanmoins de préciser la paléogéographie de la Provence au Jurassique.

Nous avons, dans ce travail, étudié la lithologie des formations calcaires, en replaçant chaque fois les niveaux ainsi définis dans la succession stratigraphique classique établie à l'aide des Ammonites. La révision du matériel paléontologique, qui dépasse le cadre de ce travail, n'a pas été abordée. Nous avons utilisé les données stratigraphiques des auteurs précédents, en particulier celles de A. Lanquine (1929, 1935), en les complétant lorsque

c'était possible. Nous avons essayé de placer le plus objectivement possible les zones d'Ammonites dans les formations lithologiques, ce qui nous a conduit à abandonner certains détails de stratigraphie, parfois classiques. Enfin nous n'avons pas abordé l'analyse en laboratoire des formations marneuses ou calcaréo-marneuses, ce qui aurait nécessité un matériel et des techniques très spécialisés. De telles investigations constituent à elles seules un très vaste sujet de recherches.

Le secteur étudié, qui correspond aux abords (au sens large) du massif des Maures, sera traité par grands ensembles stratigraphiques. Dans les première et deuxième parties, après un aperçu sur la géographie et la structure de la région, on envisagera l'historique des recherches sur le Jurassique, la terminologie utilisée et les méthodes. Les troisième, quatrième et cinquième parties traiteront respectivement du Jurassique inférieur, moyen et supérieur. Dans chaque sous-système seront d'abord différenciés les grands ensembles sédimentaires, puis les formations seront examinées à partir de coupes types, complétées par l'exposé des variations latérales de faciès. Enfin la conclusion permettra éventuellement des comparaisons avec les milieux marins actuels et donnera un aperçu paléo-océanographique. La sixième partie présentera un résumé des conclusions et une synthèse d'ensemble du Jurassique en Provence.

PREMIERE PARTIE

GENERALITES

I - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

Les assises jurassiques ont été étudiées dans un secteur (figure n° 1) qui couvre grossièrement les départements des Bouches du Rhône, du Var, le Sud des Basses Alpes, et la partie occidentale des Alpes Maritimes. La limite septentrionale est formée par la vallée de la Durance, puis plus à l'Est par celles de l'Asse et du Var moyen. La limite orientale est marquée par le Var inférieur. Au Sud, les affleurements des terrains jurassiques s'interrompent sur une limite d'érosion aux approches des massifs des Maures et du Tanneron.

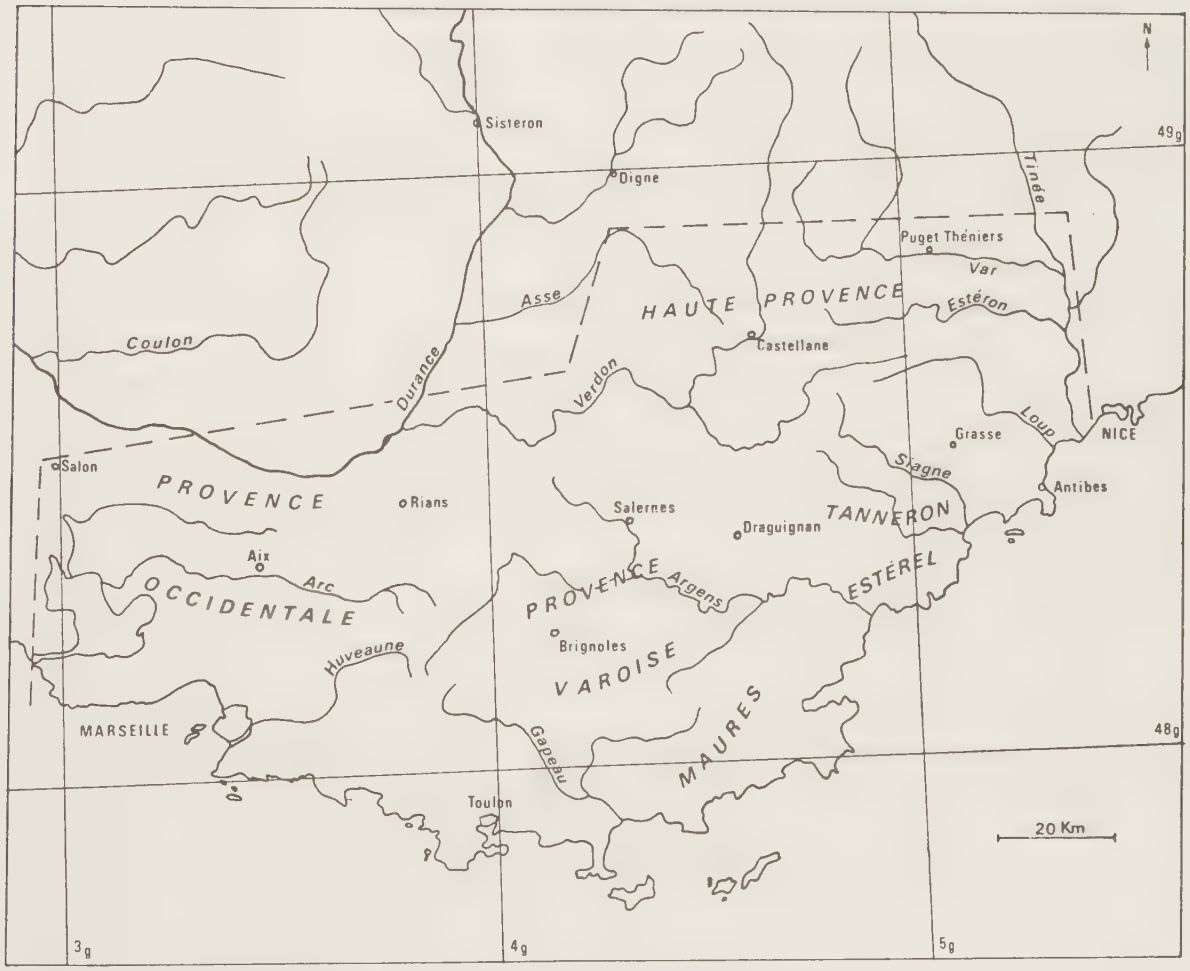


Figure 1 : limites de la région étudiée.

Nous ne décrirons que très sommairement la géographie du secteur étudié, dont les traits principaux sont donnés par la carte (planche I). On peut distinguer trois parties :

A - LA PROVENCE OCCIDENTALE

a) Au Sud-Ouest les reliefs de la "basse Provence calcaire" sont orientés le plus souvent Est-Ouest et séparés par de larges dépressions. Les altitudes atteignent 800 à 1000 m. On a d'abord, au Sud les chaînons toulonnais (Faron, Coudon, Cap-Gros, Mont-Caume) qui bordent la dépression occupée par la ville de Toulon. Ils se prolongent à l'Ouest par les collines de Bandol et des Lecques, et se raccordent au Nord-Est aux plateaux des Morières qui dominent la vallée du Gapeau.

Les collines toulonnaises sont bordées au Nord par la dépression du Beausset qui se relève progressivement vers l'Est pour se relier au plateau des Morières.

b) Une deuxième région à topographie accusée s'individualise aux abords immédiats de la ville de Marseille : les sommets de Marseilleveyre, de Puget et de Carpiagne s'abaissant vers l'Est, sont relayés par l'important ensemble montagneux de la Ste-Baume (Bau de Bertagne, Joug de l'Aigle, signal d'Agnis), prolongé plus à l'Est par la montagne de la Loube (au Sud de Brignoles). Au Nord-Ouest, au contraire, la Ste-Baume est séparée de la chaîne de l'Etoile (Nord de Marseille) et du massif d'Allauch par la vallée très encaissée de l'Huveaune. On peut rattacher au même ensemble les sommets de l'Olympe et de l'Aurélien situés au Sud et à l'Est de Trets. Ce système montagneux est bordé au Nord par une vaste dépression peu accidentée qui s'étend de l'étang de Berre à St-Maximin et qui est empruntée par le cours de l'Arc.

c) Un troisième ensemble de reliefs, plus hétérogène, borde au Sud la vallée de la Durance : collines de Vernègues* et des Costes, et plus à l'Est le Concors. La montagne Ste-Victoire située à l'Est d'Aix et les collines du Sambuc, d'Artigues et des Pallières qui sont bordées par les plateaux de Pourrières, prolongent ce système vers l'Est et le Sud-Est. La vallée de la Durance et la dépression Peyrolles-Rians-St-Martin-des-Pallières, le séparent d'une importante ligne de reliefs, qui comprend le Lubéron au Nord puis nettement décalée, la montagne du St-Sépulcre (entaillée en cluse par la Durance au Pont de Mirabeau), prolongée vers l'Est par la Vautubière et le Mont Major.

B - LA PROVENCE VAROISE

La partie centrale de la région étudiée présente une topographie beaucoup moins accentuée. Ce sont des petites collines et des plateaux dont l'altitude moyenne est de 400 à 500 m. Ce type de reliefs qui s'étend à l'Est d'une ligne St-Maximin-La Verdière-Vinon, se raccorde au Nord à la surface des plateaux de Valensole, profondément entaillée par les vallées de l'Asse et du Verdon. Au Nord-Est, la ligne de hauteurs qui s'étend de Bauduen à Draguignan forme une limite nette. Au Sud, ces collines dominent la dépression Toulon-Cuers-Le Luc. Les vallées sont en général étroites et assez profondes : Argens, Bresque. Le seul relief notable est constitué par les sommets du Grand et du Petit Bessillon, situés à l'Est de Barjols.

* en dehors de la carte

C - LA HAUTE-PROVENCE

Le secteur oriental est beaucoup plus montagneux, se rattachant structuralement aux chaînes subalpines. On distingue un certain nombre d'unités géographiques aux limites plus ou moins floues. Au Sud du cours moyen du Verdon, profondément encaissé en canyon, se situent les plateaux de Canjuers et de Comps qui, présentant une altitude moyenne de 1000 m, montrent souvent de très belles topographies karstiques. Ils se prolongent vers l'Est par les crêtes W-E de Lachens, de Malay et de Briasq qui dominent par l'intermédiaire de la corniche de Bargemon-Fayence, le secteur aplani du Tanneron. Ces plateaux étagés se prolongent dans la région de Grasse (Caussols, Audibergue, Les Baous) où les domine la longue crête E-W du Cheiron, et se terminent par un abrupt surplombant le cours inférieur du Var.

Entre le Cheiron et la vallée moyenne du Var, orientés Est-Ouest, la profonde vallée de l'Estéron est bordée de crêtes aiguës assez élevées : montagne de Charamel, Mont Gourdan, Mont Vial ; ce dernier traversé en clue par le Var en aval de la Mescla (confluent Var-Tinée).

Au Nord du cours moyen du Verdon, les montagnes sont plus élevées (1800 m) et orientées NW-SE : Serre de Mondenier, alignement Chiran-Moure de Chanier-Berbéné. Ce dernier massif est limité au Nord par la vallée de l'Asse. Enfin les environs de Castellane présentent une topographie assez confuse où des crêtes de directions variées (Cadières de Brandis, signal de Robion, montagne de Destourbes, Teillon, etc.) sont souvent entaillées par des cluses très profondes. Plus au Nord, les altitudes sont nettement plus élevées, atteignant 2500 m ou plus, dans les montagnes du haut Var et du haut Verdon.

D - REMARQUES MORPHOLOGIQUES

Du point de vue morphologique, ce sont les calcaires jurassiques (surtout jurassique supérieur), souvent profondément karstifiés, qui forment les lignes de crête, aussi bien en Basse Provence que dans les régions subalpines. En Provence occidentale, où les dépressions se creusent généralement dans les couches tendres du Crétacé supérieur ou du Tertiaire, les calcaires urgoniens forment des reliefs importants (environs de Marseille). Plus à l'Est, dans le secteur à topographie molle de St-Maximin-Draguignan, les dépressions sont entaillées dans les aires anticlinales occupées par le Trias. Enfin, dans les chaînons subalpins, le Jurassique supérieur constitue des crêtes et des plateaux, le plus souvent à végétation maigre, séparés par des vallées plus verdoyantes creusées dans le Crétacé marneux. Les termes inférieurs du Jurassique donnent également des dépressions lorsqu'ils présentent un faciès plus argileux ou calcaréo-marneux, c'est-à-dire au Nord des cours moyens du Verdon et du Var.

II - ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

La région étudiée couvre la Provence, rattachée généralement à la chaîne pyrénéenne, et la bordure externe de l'arc de Castellane qui est compris dans le domaine subalpin. Toutefois la limite entre les deux systèmes est peu nette, car on observe souvent des reprises alpines post-miocènes dans le secteur provençal plissé à l'Eocène.

A - STRATIGRAPHIE DU DOMAINE PROVENCAL

Le secteur provençal montre, au-dessus du socle paléozoïque des Maures et du Tanneron (hercynien ou plus ancien), de puissantes formations détritiques continentales permiennes qui renferment des coulées volcaniques acides (Estérel). Ce *Permien*, de teinte grise ou rouge, est bien développé au Sud entre Toulon et Mandelieu ; il a été retrouvé plus à l'Ouest, en sondage, au Sud de Marseille (R. Campredon, 1962-1965). Par contre, il manque sur la bordure septentrionale du Tanneron ; il est probable que cette zone haute, dépourvue de sédiments permiens, se prolonge vers l'Ouest sous la couverture mésozoïque et tertiaire.

Le *Trias* comporte, à la base, un niveau conglomératique ou gréseux discordant sur le Permien ou le socle (Tanneron). Puis viennent des assises calcaires appartenant au Muschelkalk associées à des formations marno-salifères presque toujours très tectonisées. La partie supérieure du Trias est constituée par des marnes qui, peu épaisses au Sud (marnes rouges, gypses blancs et rares niveaux dolomitiques), deviennent très puissantes au Nord-Est (Draguignan) avec des marnes jaunes, des cargneules et des dolomies. Cet ensemble est toujours chaotique et très tectonisé. Enfin le sommet est constitué par les calcaires, marnes et dolomies du Rhétien.

Il n'est pas question de détailler dès maintenant le *Jurassique*, objet de cette étude. Le *Jurassique inférieur*, peu puissant, débute par un horizon dolomitique surmonté par des calcaires à chailles. Ce faciès est localisé dans le secteur méridional. Au Nord, ce sous-système manque, tandis qu'à l'Ouest (environs d'Aix) apparaissent des formations marno-calcaires beaucoup plus épaisses. Le *Jurassique moyen* comporte au Sud des formations rythmiques marno-calcaires dont la partie supérieure passe latéralement à l'Est à des calcaires oolitiques ou organogènes. L'ensemble devient entièrement calcaréo-dolomitique vers le Nord-Est (Salernes, Draguignan). Le *Jurassique supérieur* est calcaire sauf au Nord-Ouest où la partie inférieure est marneuse. La moitié supérieure est marquée par l'existence de faciès récifaux qui s'étendent depuis Aix jusqu'aux plans de Canjuers et Nice. Ces faciès passent au Sud à des formations calcaréo-dolomitiques (C. Tempier, 1966 a).

Le *Crétacé inférieur* n'est représenté que dans la région méridionale et occidentale. La série est surtout calcaire (Valanginien, Barrémien) avec quelques bancs noduleux (Hauterivien). Au sommet, l'Aptien n'est que rarement présent : il est calcaréo-marneux au front de l'Etoile, marneux à Cassis, marneux et calcaréo-bréchique au Nord de Toulon. L'Albien manque fréquemment ; il est remplacé par la bauxite. Le *Crétacé supérieur* est d'abord marin (Cénomanien - Santonien), et localisé au Sud-Ouest : le Beausset, Marseille, Martigues*. La partie supérieure, fluvio-lacustre, remplit la plupart des synclinaux et en particulier le "bassin" de l'Arc.

Les dépôts du Tertiaire inférieur (Eocène) succèdent en continuité à ceux du Crétacé supérieur fluvio-lacustre. Ils présentent des faciès continentaux, souvent détritiques. L'Oligocène est limité à la Provence occidentale et forme le remplissage de secteurs subsidents (Aix, Marseille, etc.). Le Miocène, marin à l'Ouest, est continental à l'Est. Le Pliocène marin est localisé dans les basses vallées de la Durance, de l'Argens, de la Siagne et du Var.

B - STRATIGRAPHIE DU DOMAINE SUBALPIN

Le socle hercynien n'affleure pas dans le secteur subalpin étudié. Seul le *Permien* est bien visible dans le dôme de Barrot, au Nord de la vallée moyenne du Var.

Le *Trias* comporte, au-dessus des conglomérats et grès attribués au Werfénien, un premier niveau de marnes et cargneules, surmonté par des calcaires dolomitiques le plus souvent azoïques. La partie supérieure (Keuper) comporte des marnes à lentilles de gypse, ainsi que des bancs de dolomies et de cargneules. Elle se termine par les marnes verdâtres et les calcaires lités du Rhétien.

Dans les chaînes subalpines, le *Jurassique* est également bien développé. La *partie inférieure* est absente au Sud. Elle est calcaire et peu épaisse à l'Est (vallée du Var). Le Jurassique inférieur est puissant au Nord-Ouest (Digne), où il comporte des calcaires à la base et des marno-calcaires au sommet ; la succession stratigraphique est complète. Le *Jurassique moyen* est marno-calcaire (rythmes) et passe au Sud à des formations calcaréo-dolomitiques de type provençal. Au Sud-Est (Grasse, Antibes) existent des horizons "saumâtres" ou continentaux (marnes verdâtres, lignites). La base du *Jurassique supérieur*, marneuse au Nord, manque au Sud. La partie supérieure, calcaire, présente au Sud des faciès récifaux (plans de Canjuers, Cheiron, montagnes niçoises) faisant suite à ceux observés en Provence (C. Tempier, 1966 b), et au Nord on observe des faciès pélagiques avec des niveaux à slumping et des brèches monogéniques résultant d'importants glissements sous-marins.

Le *Crétacé inférieur* est calcaréo-marneux. Il est très épais au Nord, mais se réduit, coupé par des lacunes, plus au Sud. Il devient très mince au Nord de Grasse et de Nice. Le *Crétacé supérieur* est également calcaréo-marneux et très épais au Nord (St-André les Alpes). Vers le Sud, il passe à des faciès calcaires puis disparaît.

L'*Eocène* marin est localisé dans la région orientale. Il débute par des calcaires et se poursuit avec des marnes couronnées de sables (vallée de l'Esteron) ou de grès (Annot). L'*Oligocène* est continental, le plus souvent détritique. Le *Miocène* marin est localisé sur le bord des unités plissées (Digne, Grasse) et passe latéralement et verticalement à des formations continentales bien développées au Nord-Ouest (Valensole).

* en dehors de la carte

C - ESQUISSE STRUCTURALE

I - Le socle

La structure de la région est complexe et a donné lieu dans le passé à de nombreuses discussions. On distingue le socle hercynien (recouvert ou non par le tégument permien), et la couverture mésozoïque et tertiaire, plissée de façon indépendante.

Dans le secteur provençal, le socle est affecté par des accidents cassants d'âge éocène probable (La Mole, Collobrières, Les Mayons) reprenant souvent des failles hercyniennes tardives orientées E-W. Ils sont chevauchants aux Mayons (M. Bathiard et C. Lambert, 1968) et au Cap Sicié (C. Gouvernet, 1963, M. Mattauer, 1963). Ces accidents ne se prolongent pas dans la couverture mésozoïque, sauf dans le cas de quelques failles tardives aux environs de Toulon.

Dans le secteur subalpin, le socle affleure en dehors du secteur étudié et paraît beaucoup moins déformé, sauf au Nord-Est (dôme de Barrot).

II - La couverture

La couverture mésozoïque, plissée de façon indépendante, comporte elle-même deux parties. Les calcaires triasiques, compris entre des niveaux très plastiques, sont plissés de façon complexe en petites unités serrées. En Provence méridionale, J.-P. Caron (1968, 1969) a montré que les calcaires du Muschelkalk sont décollés et plissés de façon disharmonique, donnant des structures "souples" très compliquées. Les assises du Jurassique et du Crétacé, beaucoup plus épaisses, sont décollées sur le Keuper et donnent lieu à des plis plus larges, souvent chevauchants.

On peut distinguer un certain nombre de *grandes unités de couverture* orientées grossièrement E-W, dans les plis provençaux, et dessinant un arc (direction N-S, puis E-W) dans le secteur subalpin.

1°) UNITES PROVENCALES. On peut distinguer du Sud au Nord les unités majeures suivantes (carte de la planche II) :

- *Les collines nord-toulonnaises*, formées à l'Est par des plis complexes (Dardennes-Le Revest), passent à l'Ouest à un chevauchement de l'unité la plus interne (synclinal de Bandol) sur le vaste synclinal du Beausset tandis que les plis externes s'atténuent (Gros Cerveau) puis disparaissent sous les terrains en recouvrement (Fontanieux au Nord de Bandol). C. Gouvernet (1963) a donné après M. Bertrand (1887), une description détaillée de ce secteur.

- *Le synclinal du Beausset* est compris entre les plis toulonnais au Sud et la Ste-Baume au Nord. Très profond à l'Ouest où il comporte un puissant remplissage de Crétacé supérieur marin, il est moins accusé vers l'Est où affleure seulement le Jurassique tabulaire (vallée du Gapeau). Il semble que les unités synclinales des barres de Cuers et de Thèmes le prolongent au-delà du Gapeau.

- *Les unités chevauchantes marseillaises* ont été décrites dans leur partie occidentale et médiane par G. Guieu (1968). Cet auteur a distingué une série allochtone, plus ou moins liée au bord septentrional du bassin du Beausset, et comportant tous les étages marins du

Crétacé inférieur et moyen. Le Jurassique supérieur et le Néocomien présentent souvent des faciès dolomitiques très puissants : Etoile, Carpiagne, partie ouest de la Ste-Baume. Cette unité charriée, qui montre malgré des accidents complexes, les assises en succession normale, est chevauchante vers le Nord avec une flèche de 10 à 15 km. L'autochtone, qui présente une série stratigraphique un peu différente (Crétacé inférieur plus ou moins érodé supportant la bauxite) apparaît en fenêtre tectonique complexe dans le massif d'Allauch et en demi-fenêtre plus à l'Est, dans la Lare et au plan d'Aups. L'accident majeur séparant l'allochtone de l'autochtone peut être suivi depuis le vallon de Graffiane (Sud-Ouest du Rove) à l'Ouest, jusqu'à Camps-la-Source à l'Est sur une distance de 40 km. Il faut signaler que le chevauchement vers le Nord s'atténue rapidement à l'Est de la Ste-Baume et surtout dans la Loube où il ne dépasse pas 1,5 km de flèche. On observe plusieurs points des "lambeaux de poussée" très volumineux : unités synclinales disloquées (comportant de l'Aptien présentant les faciès détritiques et siliceux puissants de Simiane et de Bec Cornu (Nord-Ouest d'Aubagne) ; séries inverses d'Allauch et surtout de la Ste-Baume. Cette dernière forme sur 15 km de longueur la crête de la montagne. Elle est affectée par des cisaillements horizontaux qui ont été décrits par J.-P. Caron et C. Tempier (1967). Des mouvements postérieurs ont souvent redressé les contacts et dénivelé les compartiments. Le bassin de Marseille dont les failles de bordure recoupent les structures comporte un puissant remplissage détritique oligocène.
L'autochtone relatif, constitué par le bord méridional du synclinal de l'Arc, s'enfonce régulièrement à l'Ouest sous le front chevauchant de l'Etoile. Mais plus à l'Est, il est affecté par des accidents variés : zone triasique Roquevaire-Auriol, dôme faillé du Regaignas, anticlinal de la Lare, et surtout chevauchement vers le Nord de l'Olympe-Aurélien dont la flèche dépasse 4 km. L'allochtone ne forme plus alors que des klippes isolées, localisées dans les synclinaux (Nans, Encauron et N.D. d'Orgnon à l'Est d'Auriol).

- *Le synclinal de l'Arc* est caractérisé par un puissant remplissage de dépôts fluvio-lacustres (Crétacé supérieur-Eocène). La charnière synclinale s'élève progressivement vers l'Est et on observe la terminaison périsynclinale entre Pourcieux et St-Maximin. Par contre, le Crétacé supérieur s'enfonce à l'Ouest de l'étang de Berre sous les terrains néogènes et quaternaires de la Crau et de la Camargue.

- *La zone plissée d'Aix* paraît assez hétérogène, surtout à l'Ouest où elle est en partie masquée par les formations oligocènes et déformée par les mouvements alpins post-miocènes. A l'Ouest, l'unité de Lançon-Eguilles semble largement chevauchante vers le Nord (observations effectuées lors du sondage Eguilles 1). Le front de cette unité est souvent recouvert par le Miocène discordant. Plus au Nord, l'unité des Costes, chevauchante vers le Sud sur le Miocène, s'explique par une mise en place plus tardive, liée aux plissements alpins. A l'Est d'Aix, le relais est assuré par le chevauchement vers le Sud de Ste-Victoire qui ramène le Lias sur le Jurassique supérieur plissé de la bordure septentrionale du synclinal de l'Arc. Le sommet de la Croix de Provence est formé par le Jurassique supérieur renversé du flanc méridional de la structure chevauchante vers le Sud. On observe à l'Est une terminaison périanticlinale très rapide. Le relais est alors assuré par une suite de chevauchements dirigés vers le Nord : Sambuc (avec flanc inverse), Artigues, Les Pallières. A l'Est, la limite est formée par l'unité triasique anticlinale de Barjols, St-Maximin et Tourves, curieusement orientée Nord-Sud.

- *Le synclinal de Rians* borde au Nord cette zone plissée. Il montre surtout du Crétacé inférieur marin, qui disparaît à l'Est où le Crétacé supérieur et l'Eocène fluvio-lacustres reposent directement sur le Jurassique. Il est coupé à l'Est par la faille qui limite le Trias de Barjols.

- *Les unités provençales septentrionales* comportent des petits chevauchements et des anticlinaux dont le sens de déversement est varié : pli de Mirabeau, unités de Vautubières et du Mont Major poussées vers le Sud, chevauchements de Vinon-St-Julien et de Gréoux-Les-Bains dirigés vers le Nord. Ce dernier, situé au front du système provençal, se prolonge au Sud-Est par l'accident de Montmeyan, orienté N-S, qui décroche les structures E-W des Bessillons, et paraît génétiquement lié à la zone triasique de Barjols.

- *Le Trias de Barjols* apparaît dans une structure anticlinale complexe, orientée grossièrement N-S, dont les flancs sont affectés par des failles peu inclinées recoupant les plis de la couverture jurassique.

- *Les unités dracénoises* se développent à l'Est de cette zone triasique (Mennessier, 1959), elles sont très érodées et affectent une série jurassique d'épaisseur réduite, surmontée par les assises néocrétacées et éocènes fluvio-lacustres de faciès souvent très détritiques. Au centre, le Trias plissé affleure largement dans "l'arc" anticlinal de Carcès, bordé au Sud par le chevauchement dirigé vers le Sud du Val-le-Thoronet ; et au Nord par les deux chevauchements de forte amplitude des Bessillons et de Salernes, dont la flèche atteint 6 km, et qui sont dirigés vers le Nord.

- *Le synclinal de Salernes* est bordé au Nord par une zone tabulaire (bois de Pélenq) ; plus au Nord-Est, le petit chevauchement d'Aups, dirigé vers le Sud, et celui d'Ampus, déversé au Nord, forment les derniers éléments provençaux, déjà remaniés par les plis alpins de Canjuers.

- *La couverture mésozoïque du petit massif ancien du Tanneron* qui est situé à l'Est de Draguignan, peut encore se rattacher au système provençal. Elle s'étale largement entre Grasse et Antibes.

2°) UNITES SUBALPINES. Dans la région étudiée, ce sont des plis de couverture d'âge miocène supérieur, le plus souvent chevauchante vers le Sud-Ouest (J. Goguel, 1936). Les axes des plis sont orientés N-S à Digne. Ils passent progressivement à une orientation E-W (Grasse) formant "l'arc de Castellane" à convexité tournée vers le Sud-Ouest. A l'extérieur de cet arc se développent de petits ensembles plissés secondaires, tandis que la partie interne au Nord-Est) est sensiblement tabulaire (haut Verdon).

- *La branche Nord-Sud* de l'arc de Castellane, présente au Nord de l'Asse, le chevauchement de la Robine-Cousson qui fait reposer le Lias sur les conglomérats mio-pliocènes de Valensole. Après le secteur très complexe de Chabrières, on observe de l'intérieur vers l'extérieur : le pli déversé de Vibres, le chevauchement du Chiran-Mourre de Chanier, l'anticlinal du Serre de Montdennier, les accidents de bordure : chevauchements de Beynes-St-Jurs ; faille de Moustiers-Ste-Marie passant au Sud-Est, au pli-faille de Barbin.

- *La partie centrale* de l'arc (environs de Castellane) comprend deux chevauchements internes : Lauppe et La Blache) de forme arquée ; des plis E-W droits ou déversés au Nord (Cadières de Brandis et Teillon), limités vers le centre de l'arc par des décrochements qui déterminent un "coin" déformé par deux plis orthogonaux (Destourbes et signal de Robion), des plis externes simples coupés par de nombreuses failles (anticlinaux "coupés" de Comps). Les plis de la branche Nord-Sud s'ennoient périclinalement au Sud-Ouest de Castellane.

- *La branche est-ouest* de l'arc s'étend jusqu'à la vallée du Var. Elle montre, du Nord

au Sud, le pli droit du Gourdan, relayé à l'Est par le chevauchement du mont Vial ; le synclinal de l'Estéron ; le gros anticlinal du Cheiron, les trois chevauchements méridionaux (Audibergue, Caussols, les Baous). Ces derniers se terminent périclinalement vers l'Ouest, et sont relayés par des accidents plus externes : Briasq, Castéou d'Infert, Bourigaille, Aïsse, liés aux plis de Fayence.

- *Les plis externes* (Mennessier, 1959, 1961) comprennent les anticlinaux souvent déversés ou chevauchants vers le Sud qui s'étendent entre Aiguines et Fayence. Ils sont séparés de l'arc de Castellane par les synclinaux de Canjuers et de l'Artuby.

III - Conclusions

Dans tout le secteur étudié, les déplacements tangentiels, quoique souvent notables et dépassant quelquefois 10 km, n'ont pas modifié la position relative des "zones" de faciès. Les lignes isopiques sont d'ailleurs en général obliques par rapport aux accidents tectoniques et ne permettent pas de distinguer les unités structurales sauf localement (Ste-Baume).

Pour mettre en évidence le rôle possible du rejeu des accidents hercyniens dans la répartition géographique des sédiments jurassiques, il est indispensable de pouvoir retrouver la position primitive des éléments de couverture, avant leur déplacement par rapport au socle. Cette translation augmente lorsque l'on considère des unités plus internes. Elle dépasse par exemple 15 km, en direction du Sud-Ouest, pour les formations jurassiques qui sont actuellement situées sur le Permien du dôme de Barrot, et qui se sont déposées plus au Nord-Est sur le socle du Mercantour. La carte des déplacements de la couverture mise au point par J. Goguel (1939) permet de résoudre en partie ce problème.

III - HISTORIQUE

Les études géologiques ont commencé en Provence dès le milieu du XIX° siècle et parmi elles de très nombreux travaux concernent le Jurassique. A. Lanquine a donné dans sa thèse (1929) l'historique des travaux antérieurs à cette date parmi lesquels il faut particulièrement citer les recherches effectuées entre 1870 et 1905. Au cours d'une phase d'exploration, Hébert puis Coquand et Dieulafait établissent la stratigraphie du Jurassique provençal et en particulier l'âge des calcaires blancs coralligènes. Puis vers 1880 commence la période des monographies régionales dont de nombreux éléments restent toujours valables : thèses de L. Collot (1880) sur la région d'Aix, de W. Kilian sur la Montagne de Lure (1888), note du même auteur sur le Jurassique du Sud-Est de la France (1895) ; et sur celui des environs de Grasse, cette dernière en collaboration avec A. Guébhard (1902). Simultanément, les problèmes tectoniques sont progressivement élucidés avec les célèbres études de M. Bertrand, Ph. Zurcher et L. Collot. Les synthèses sont présentées lors des réunions extraordinaires de la Société géologique de France en Basse Provence (1881), dans les Basses Alpes (1895) et dans les Alpes Maritimes (1902).

A partir de 1905 la plupart des travaux effectués en Provence sont consacrés à l'élaboration de synthèses tectoniques à partir des observations faites pendant la période précédente (théorie des grandes nappes provençales de E. Haug, L. Bertrand, etc.). Cependant en 1929, A. Lanquine présente sa thèse sur le Jurassique inférieur et moyen. Il publiera ultérieurement (1935) la deuxième partie qui concerne le Jurassique supérieur. Dans ce travail, très complet, cet auteur donne un inventaire des affleurements et révise entièrement la stratigraphie grâce à une étude minutieuse des faunes d'Ammonites. Mais il a utilisé surtout des échantillons de collection souvent mal repérés sur le terrain, et ne donne pas de coupe mesurée, contrairement aux auteurs plus anciens comme L. Collot. Son travail reste néanmoins le seul utilisable du point de vue stratigraphique, car une révision paléontologique complète du Jurassique provençal demanderait de nouvelles récoltes de fossiles, travail long et peu efficace à cause de la rareté des faunes et de l'épuisement de la plupart des gisements classiques.

Par ailleurs, J. Repelin apportait une contribution à la connaissance du Jurassique de la Nerthe et de l'Etoile (1898). Il attribuait au Kimmeridgien la plupart des formations dolomitiques, qui sont en réalité d'âge varié. Cette idée sera par la suite à l'origine de nombreuses erreurs cartographiques.

La révision entre 1930 et 1950 des conceptions tectoniques concernant la Provence ont surtout donné lieu à des études structurales accompagnées de levers au 1/20.000e : travaux de G. Corroy et de ses élèves, thèses de A.F. de Lapparent sur le secteur varois (1938) et surtout de J. Goguel sur les régions subalpines (1936). Dans ces études ont été fournies de nombreuses indications sur le Jurassique des secteurs étudiés , en particulier pour les secteurs subalpins où le travail de J. Goguel renferme de très nombreuses données sur la stratigraphie, les faciès et les épaisseurs. Au cours de cette période, on assiste à un retour aux conceptions tectoniques anciennes avec, en Provence, une remise en cause de l'oeuvre de Marcel Bertrand.

Depuis 1950, les travaux stratigraphiques ont surtout concerné le Crétacé et le Tertiaire, à l'exception de la thèse de R.P. Charles (1948) sur les faunes de Brachiopodes du Lias. D'autre part, de nouvelles études structurales ont permis de préciser certains détails stratigraphiques: thèses de C. Gouvernet (1963), G. Mennessier (1959) et G. Guieu (1968). Ce dernier auteur a précisé l'âge des formations dolomitiques des environs de Marseille (Callovien à Barrémien). De nouvelles conceptions tectoniques ont été mises au point. Elles soulignent le rôle des déplacements tangentiels : L. Lutaud (1957), J. Auboin et G. Mennessier (1963), J. Auboin (1967),;et des charriages cisaillants : C. Tempier (1961-1963), G. Corroy, J.-P. Durand et C. Tempier (1964a et b), J.-P. Caron, G. Guieu et C. Tempier (1966), J.-P. Caron et C. Tempier (1967) et G. Guieu (1968). D'autre part, la structure des "zones triasiques" se révèle plus complexe encore : J.-P. Caron (1968, 1969) a montré que les horizons calcaires du Trias sont plissés indépendamment et décollés par rapport au tégument permien. Les structures sont très variées : plis, chevauchements, écailles normales ou inverses, recouvrements intercutanés.

Des études lithologiques ont été réalisées dans la région par plusieurs sociétés de recherches pétrolières depuis 1960. La P.R.E.P.A. a levé de nombreuses coupes dans le Jurassique et le Crétacé inférieur, surtout dans la partie nord de la Provence occidentale ; des sondages ont été effectués à Rognes et Pont de Mirabeau. La S.A.F.R.E.P. a étudié le bord sud du bassin de l'Arc et la Ste-Baume , la C.E.P. la structure de Carpiagne où un sondage a été effectué en 1961 , la C.O.P.E.F.A. et la C.E.P. la région située au Nord de Digne et de Sisteron. Plus récemment des sondages ont été forés à Eguilles (E.R.A.P.), à Istres, dans l'extrémité occidentale de la Nerthe et à Jouques (ELF). Les résultats de ces recherches n'ont

généralement pas été publiés et n'ont donc pu être utilisés pour cette étude. Nous avons cependant suivi avec le regretté J.-Y. Grégoire, les études de terrain (coupes) effectuées par la P.R.E.P.A. entre 1960 et 1965. Quelques résultats ont en outre été publiés sur la région de Sisteron-Laragne et des indications ont été fournies sur les sondages d'Eguilles, de Carpiagne et de la Nerthe.

Dans les régions voisines, plusieurs études ont été consacrées aux microfaciès et aux microfaunes du Jurassique : articles consacrés au Lias subalpin lors du "Colloque sur le Lias français" (1960), thèses de 3e cycle de micropaléontologie présentées au Laboratoire de Micropaléontologie de Paris (Ardèche, Alpilles, Barronnies, secteur subalpin).

L'équipe de géologie marine de Marseille a étudié au cours des dernières années les faciès calcaires du Crétacé supérieur (J.J. Blanc), de l'Urgonien (J.J. Blanc, J.-P. Masse et P. Weydert) et, avec l'auteur, les calcaires blancs néojurassiques (J.J. Blanc et C. Tempier, 1963), tandis que J.-P. Caron examinait les calcaires du Trias moyen. En vue de parvenir à une comparaison avec les milieux marins actuels, ces recherches ont porté non seulement sur les microfaciès, mais aussi sur les structures sédimentaires, les processus biologiques et les modalités de la stratification. C'est dans ce cadre que notre travail sur le Jurassique a été effectué. Un certain nombre de résultats ont déjà été publiés : présence d'un ensemble récifal au Portlandien (1963, 1966), faciès particuliers indiquant que d'importants glissements sous-marins se sont produits au Jurassique supérieur dans un vaste secteur s'étendant des Alpilles au Mercantour (1966), étude des faciès du Jurassique aux environs d'Aix et de Marseille (1968).

IV - NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE

Il est nécessaire de préciser les termes utilisés pour la description stratigraphique, car il existe des divergences importantes dans la définition de certains étages. Nous avons utilisé l'échelle stratigraphique internationale mise au point au Colloque sur le Jurassique de Luxembourg en 1962, en évitant toute confusion entre les termes chronostratigraphiques (étages) et les noms de formations. Certaines appellations classiques ont ainsi été abandonnées ("calcaires séquaniens", "Bathonien supérieur calcaire"), leur âge exact étant d'ailleurs souvent imprécis à cause de la rareté et de la mauvaise localisation des gisements fossilifères.

Les zones d'Ammonites ne peuvent le plus souvent pas être retrouvées dans le Jurassique provençal, sauf cas exceptionnel, à cause de la rareté des faunes. Toutefois, la liste des zones utilisées sera donnée ci-dessous pour bien préciser la définition des étages.

Le tableau indique également quelques horizons micropaléontologiques utiles bien qu'ayant une valeur chronostratigraphique sans doute moins précise que les horizons à Ammonites.

La nomenclature des zones d'Ammonites du Jurassique a été précisée par un article très récent des spécialistes (R. Mouterde, R. Enay, E. Cariou, D. Contini, S. Elmi, J. Gabilly, C. Mangold, J. Mattei, M. Rioult, J. Thierry, et H. Tintant, 1971). Ces auteurs indiquent que les zones doivent être désignées par le nom de l'espèce avec une majuscule, sans le genre

(par exemple "zone à Planorbis") et sans utilisation des italiques.

			zone B : *Calpionella*
Tithoniques = Portlandien	zone à	Transitorius	" A : *Crassicollaria*
		Scuposus	
		Concorsi	
		Penicillatum	
		Vimineus	
		Triplicatus	
		Lithographicum	
Kimmeridgien		Beckeri	
		Eudoxus	
		Acanthicum	
		Divisum	
		Hypselocyclum	
		Platynota	
Oxfordien		Planula	
		Bimammatum	
		Bifurcatus	
		Transversarium	
		Plicatilis	
		Cordatum	
		Mariae	
Callovien		Lamberti	
		Athleta	
		Coronatum	
		Jason	
		Gracilis	
		Macrocephalus	
Bathonien		Discus	
		Retrocostatum	niveau à *Meyendorffina*
		Subcontractus	
		Zigzag	
Bajocien		Parkinsoni	
		Garantiana	
		Subfurcatus	
		Humphriesianum	
		Sauzei	
		Sowerbyi	
Aalénien		Concavum	
		Murchisonae	
		Opalinum	
Toarcien		Aalensis	
		Pseudoradiosa	
		Insigne	
		Thouarsense	
		Variabilis	
		Bifrons	
		Serpentinum	
		Tenuicostatum	
Pliensbachien supérieur (Domérien)		Spinatum	
		Margaritatus	
		Stokesi	
Pliensbachien inférieur (Carixien)		Davoei	
		Ibex	
		Jamesoni	
Sinémurien		Raricostatum	
		Oxynotum	
		Obtusum	

	Semicostatum
	Bucklandi
	Rotiforme
Hettangien	Angulata
	Liasicus
	Planorbis

Le Jurassique inférieur comprend l'Hettangien, le Sinémurien (Sinémurien *s.s.* et Lotharingien), le Pliensbachien (Carixien et Domérien), le Toarcien et l'Aalénien. Le Rhétien est rattaché au Trias supérieur. Le Lias ne correspond pas exactement au Jurassique inférieur car il n'inclut pas l'Aalénien. Le Jurassique moyen est composé du Bajocien, du Bathonien et du Callovien ; le Dogger comporte en plus l'Aalénien. Le Jurassique supérieur (= Malm) comprend l'Oxfordien, le Kimmeridgien et le Portlandien. En ce qui concerne ce dernier étage, il est considéré comme correspondant exact du Tithonique (conformément à la proposition de E. Haug, 1898) reprise par R. Enay (1962).

L'ensemble de ces subdivisions est résumé par le tableau suivant :

Portlandien Kimmeridgien Oxfordien	Tithonique	Malm	Jurassique supérieur
Callovien Bathonien Bajocien		Dogger	Jurassique moyen
Aalénien			
Toarcien		Lias	Jurassique inférieur
Pliensbachien	Domérien Carixien		
Sinémurien s.l.	Lotharingien Sinémurien s.s.		
Hettangien			
Rhétien			Trias supérieur

La correspondance de cette échelle stratigraphique avec la nomenclature de A. Lanquine sera indiquée dans la description régionale de chaque formation.

V - PALEOGEOGRAPHIE DE LA PROVENCE AU JURASSIQUE

L'étude des faciès du Jurassique a permis de mettre en évidence plusieurs grandes unités paléogéographiques. La description régionale sera présentée pour simplifier l'exposé par unités paléogéographiques et non pas par régions, ce qui permet de grouper dans un même chapitre la description de toutes les coupes de même faciès. Les justifications des divisions qui vont suivre seront exposées ultérieurement dans les conclusions.

Le secteur étudié correspond au point de vue géodynamique à un bloc continental (bloc provençal de L. Glangeaud, 1968) qui a été recouvert par les mers de l'ère secondaire. Plusieurs unités paléogéographiques peuvent être distinguées par des inégalités de subsidence qui, peu marquées au Trias, s'individualisent nettement au début du Jurassique.

A - LE BASSIN MERIDIONAL

En Provence méridionale, la puissance du Jurassique atteint 1200 m ; la subsidence, faible jusqu'au Bajocien, s'accentue ensuite avec le dépôt des séries à *Cancellophycus*. Mais dès le Callovien, le bassin perd son individualité et le régime de haut-fonds se généralise.

Ce bassin est limité au Nord par une ligne Rians-Salernes-Lorgues. Ses limites méridionales et orientales sont inconnues, le Jurassique étant érodé sur les massifs anciens des Maures et de l'Estérel. Toutefois, il semble que les dépôts de cet âge manquent sur le socle situé en mer au Sud de Toulon et de Cassis : il n'y a pas de galets de Jurassique dans le poudingue turonien de la Ciotat.

A l'Ouest, la puissance des séries augmente fortement, et le secteur de Ste-Victoire où le Jurassique atteint 2500 m sera traité séparément.

B - LE HAUT-FOND DU MOYEN VERDON

Cette région est caractérisée par l'absence complète de dépôts au Jurassique inférieur et la présence de formations calcaréo-dolomitiques peu puissantes au Jurassique moyen. Au Malm, elle perd son individualité, formant avec le bassin provençal une vaste plate-forme située en bordure de la zone dauphinoise.

Ce haut-fond, très large à l'Est (Nice, Grasse), se rétrécit progressivement vers l'Ouest (haut-fond du moyen Verdon. G. Mennessier, 1959) couvrant les régions de Canjuers et de Draguignan. Il s'étend jusqu'à Rians puis s'ennoie à l'Ouest. Il semble alors que les bassins

provençaux et dauphinois étaient plus séparés. Le bord septentrional du haut-fond montre plusieurs "promontoires" : bord oriental du Mercantour, secteur St-Jurs-Chabrières au Sud de Digne.

C - LA BORDURE DU BASSIN DAUPHINOIS

Cette zone est marquée pendant tout le Jurassique par une forte subsidence qui s'accentue à l'Oxfordien tandis que les apports de matériel sédimentaire diminuent. Des glissements sous-marins se produisent alors sur la marge septentrionale du haut-fond du moyen Verdon en direction du centre du bassin. Plus tard, à l'Oxfordien, l'effacement de la zone haute permet l'extension d'une marge continentale régulière et subsidente, sur laquelle se développent des formations récifales bordées au Nord par un secteur beaucoup plus profond où persistent les glissements sous-marins.

Les descriptions régionales seront présentées suivant ce plan et successivement pour les formations du Jurassique inférieur, moyen, et supérieur.

DEUXIEME PARTIE

METHODES D'ETUDE

I - INTRODUCTION

L'étude des séries sédimentaires fait appel à de très nombreuses méthodes. Le choix est surtout guidé par les résultats recherchés et la nature pétrographique des formations. On peut distinguer trois grandes catégories :

1- méthodes d'examen sur le terrain
2- méthodes de laboratoire
3- méthodes d'interprétation des résultats.

Il ne peut être question d'utiliser tout l'éventail des méthodes existantes. Un choix a dû être fait en fonction de la nature des formations, du type d'affleurement, des moyens disponibles. On envisagera d'abord le travail sur le terrain, puis les techniques de laboratoire. On insistera plus particulièrement sur la terminologie ainsi que sur les classifications des calcaires, qui restent encore peu connues. Enfin seront précisées les théories utilisées pour les interprétations.

II - LE TRAVAIL DE TERRAIN

A - LES COUPES

La base de l'étude est constituée par le lever des coupes lithologiques avec prélèvements d'échantillons. La principale difficulté consiste dans le choix de l'échelle : toutes les particularités stratigraphiques et sédimentologiques doivent être notées, mais le lever doit rester réalisable. D'autre part, le nombre des échantillons est limité par les possibilités d'examen en laboratoire. Trois cas peuvent être envisagés :

a) Les coupes générales permettant de définir les principales formations et les ensembles stratigraphiques. Elles ont le plus souvent déjà été effectuées par les géologues de la fin du XIX° siècle, et n'ont été revues que pour une évaluation plus précise des épaisseurs.

b) Les coupes complètes ou partielles d'une formation. L'échelle varie suivant la puissance totale et la plus ou moins grande fréquence des changements de la lithologie (en général 1/500

ou 1/1000). Elles constituent la base de l'étude permettant de préciser la position des échantillons, de définir les subdivisions lithostratigraphiques, d'examiner la répartition des structures (joints, fréquence des bancs, etc.) et de situer, lorsque c'est possible, les zones paléontologiques.

•) Il est souvent nécessaire, pour l'étude des structures sédimentaires et des processus de dépôt, d'effectuer des *coupes à grande échelle* (1/10 à 1/100) sur une partie considérée comme représentative d'une formation.

B - ETUDE CARTOGRAPHIQUE

L'examen des successions verticales n'est pas suffisant car les variations latérales de la nature pétrographique ou de l'épaisseur des couches sont fréquentes en faciès calcaires. Il faut également suivre latéralement les formations et les cartographier, en précisant ainsi l'extension géographique de chaque lithotope. Ce lever peut être effectué à grande échelle, pour préciser les variations ou les passages latéraux à l'intérieur d'une formation (par exemple extension des faciès oolitiques dans le secteur des barres de Cuers) ; il est alors en général réalisé sur le fond topographique au 1/20.000, comme pour une carte géologique. Il est également intéressant de cartographier l'extension régionale d'un faciès pris globalement, à l'échelle du 1/200.000, en vue de l'établissement d'une synthèse. Les petites variations lithologiques sont alors intégrées dans des ensembles considérés comme caractéristiques d'un milieu sédimentaire.

C - PRELEVEMENT DES ECHANTILLONS

Le prélèvement des échantillons a été effectué lors du lever des coupes à moyenne et grande échelle, et quelquefois au cours de l'étude cartographique, de façon à préciser par les examens de laboratoire la nature pétrographique des faciès distingués sur le terrain. Plusieurs méthodes d'échantillonnage sont possibles et leur choix peut avoir une influence notable sur les résultats obtenus.

On peut procéder à un prélèvement d'échantillons à intervalles réguliers (chaque mètre par exemple dans une coupe verticale). Cette méthode est théoriquement très satisfaisante, puisqu'elle donne une idée globale de la répartition des faciès d'après leur importance quantitative. Mais elle nécessite la récolte de nombreux échantillons, alors que des niveaux très minces et intéressants risquent de passer inaperçus si l'on n'adopte pas une très grande densité de prélèvement.

La récolte d'un échantillon chaque fois que l'on observe une variation dans la nature pétrographique des couches, ou dans leur contenu paléontologique, est plus économique. Toutefois la première méthode restera toujours utilisée pour les formations monotones. Dans le cas où l'épaisseur est grande, on est là encore conduit à récolter de très nombreux échantillons, surtout si les variations sont très fréquentes (plusieurs faciès sont parfois visibles à l'intérieur d'un seul banc.

Il est souvent nécessaire de réduire, pour des raisons matérielles, le nombre d'échantillons. Le prélèvement est alors limité aux divers faciès distingués sur le terrain, sans refaire une récolte lorsqu'il paraît identique à celui d'un banc déjà étudié. Toutefois, on risque ainsi de négliger des bancs singuliers, décelables seulement par l'étude de laboratoire : niveaux riches en microfaune ou renfermant des minéraux caractéristiques.

D - CRITIQUE DES OBSERVATIONS DE TERRAIN

Dans tous les cas se pose le problème de la représentativité des échantillons, voire même de la coupe étudiée. On n'examine de toute façon qu'un volume infime des roches constituant une formation et il n'est pas sûr que les résultats soient les mêmes si le prélèvement d'un échantillon était fait quelques mètres plus loin, ou si la coupe était levée dans une colline voisine. Le problème n'a pas de solution rigoureuse. On peut seulement par un examen des divers affleurements, ou en s'efforçant de suivre les bancs, vérifier si les faits observés sont localisés, ou étendus à l'ensemble de la formation. Des comparaisons sont alors possibles avec des successions assez éloignées géographiquement.

Certains faciès qui sont caractérisés par des variations lithologiques très rapides et très nombreuses verticalement et latéralement, montrent partout les mêmes associations pétrographiques. Il est alors vain d'essayer de lever une coupe et il est préférable d'étudier les relations des faciès élémentaires à l'échelle du banc ou même d'une partie de banc sans négliger l'extension stratigraphique et géographique de ce faciès complexe.

Dans d'autres cas, on constate au contraire que certains bancs gardent les mêmes caractères sur de grandes distances ; le nombre des coupes peut alors être réduit. Celles-ci peuvent servir à définir une lithostratigraphie, dont la correspondance avec la chronostratigraphie n'est d'ailleurs pas toujours rigoureuse.

La récolte d'échantillons isolés lors du lever cartographique d'une formation est encore plus imprécise. On ne peut le plus souvent relier le niveau prélevé à la coupe type, sauf s'il s'agit d'un banc bien caractérisé lithologiquement ou paléontologiquement. Les échantillons n'auront donc qu'une valeur indicative.

L'altération superficielle constitue une cause d'erreurs, mais elle est heureusement peu importante dans les roches calcaires. Il faut cependant en tenir compte : oxydation des sels de fer (sulfures), qui fait passer la teinte des calcaires du gris bleu au jaune roux ; délitage superficiel des calcaires argileux ; recristallisation qui efface parfois sur une épaisseur de quelques centimètres la texture originelle.

Les transformations sont beaucoup plus importantes dans le cas des formations marneuses ou calcaréo-dolomitiques. Ces dernières sont le plus souvent profondément décalcifiées sur une épaisseur qui atteint parfois 3 à 4 m (Jurassique supérieur entaillé par la tranchée de la route qui joint la Bourdonnière au col Ste-Anne dans le massif de l'Etoile). La roche devient alors poreuse et friable. Il est certain qu'il n'est pas possible de faire des prélèvements valables pour une étude chimique de ces séries (proportions Ca Mg) en dehors de sondages ou de tranchées très profondes.

Le lever de coupes absolument continues est rarement possible malgré la grande densité d'affleurements. Les obstacles les plus fréquents sont constitués par les éboulis superficiels

et la végétation. Lorsque c'est possible, les tranchées de routes sont utilisées. Mais il est rare que tous les bancs, et en particulier les joints marneux, soient visibles et puissent être étudiés. Enfin les accidents tectoniques empêchent souvent les raccords entre coupes partielles.

Malgré le grand nombre de sondages forés au cours de ces dernières années en Provence, très peu d'indications intéressantes ont pu être obtenues. Les grands sondages pétroliers ne sont pas carottés et leurs résultats restent confidentiels. Quant aux travaux préparatoires aux projets d'aménagement (autoroutes, canal de Provence, etc.) des difficultés multiples s'opposent à une étude prolongée et complète des carottes ; et les coupes relevées par les services et archivées par les soins du B.R.G.M. ne sont pas utilisables. Il est vraiment regrettable qu'un véritable archivage des carottes en vue d'études ultérieures ne soit pas effectué par le B.R.G.M. ou l'Université ; en effet, le simple relevé d'un sondage est insuffisant pour la plupart des études de faciès.

III - ETUDES DE LABORATOIRE

A - GENERALITES

L'étude des échantillons au laboratoire a été peu poussée car les faciès calcaires de Provence étant encore mal connus, il ne pouvait être question de faire des examens par des méthodes fines avant qu'une idée d'ensemble n'ait été dégagée.

Les calcaires ont d'abord été examinés à la loupe binoculaire, pour déceler les petites structures et avoir une première idée de la nature pétrographique et de l'importance des débris organiques ; puis en lames minces. Toutefois des difficultés matérielles n'ont pas permis la confection de lames pour tous les échantillons (environ 1300 lames pour 2000 échantillons).

B - LES MICROFACIES

L'étude des lames minces a pour but l'examen du microfaciès de la roche, terme dont il faut rappeler la définition (J. Cuvillier, 1945, 1952) : "le microfaciès d'une roche sédimentaire correspond à l'association, à l'échelle du microscope, des caractères minéralogiques et paléontologiques de cette roche. Le terme ne s'applique qu'à des roches dures et ne prend son sens que si on étudie des *sections minces* dans ces roches ; il comporte en effet une image qui montre dans leur position vraie, tous les éléments constitutifs de la roche. Le lavage d'une roche meuble, s'il fournit séparément, d'une part les minéraux, d'autre part des organismes, ne permet pas de saisir ce "paysage sédimentaire" qu'est un microfaciès où les uns et les autres se présentent dans les conditions mêmes où ils se sont trouvés rassemblés au moment

de leur sédimentation".

Dans le cas des calcaires, l'étude du microfaciès comporte :

- la détermination pétrographique,
- la nature des ciments,
- la détermination des débris organiques contenus dans la roche, cette détermination est plus ou moins complète ; une partie des restes organiques ne peut être attribuée à un groupe paléontologique précis ; la microfaune ne pouvant non plus être complètement étudiée en sections, la détermination a généralement été arrêtée à la famille ou au genre,
- l'étude de la position des éléments de la roche les uns par rapport aux autres, et les traces éventuelles de remaniements biologiques ou mécaniques.
- la photographie à un faible grossissement de la préparation qui donne une idée d'ensemble du microfaciès.

C - ETUDES COMPLEMENTAIRES

L'étude des microfaciès peut être complétée par celle des textures des roches et de leur relation avec les structures d'échelle centimétrique.

Dans quelques cas particuliers, ont été effectuées des mesures de la dimension ou de la forme des grains des calcaires biodétritiques. Mais de telles études sont longues et ne donnent des résultats valables que pour un grand nombre de mesures effectuées dans un faciès déterminé, déjà bien étudié. Aussi l'étude granulométrique de ces calcaires demanderait-elle un plus grand nombre de sections minces et leur analyse à l'aide d'un analyseur automatique d'images.

Les roches contenant une proportion appréciable de matériel détritique terrigène ont été traitées par attaque au HCl dilué (à chaud pour les calcaires dolomitiques), ce qui a permis après pesée de l'échantillon initial et du résidu insoluble, de déterminer les proportions relatives de carbonates et d'éléments détritiques. Ces derniers ont été divisés, par passage sur un tamis à mailles de 50μ, en détritiques grossiers (sables) et détritiques fins (silts et argiles).

Les très rares niveaux contenant une proportion suffisante de sables ont été étudiés du point de vue minéralogique. Les minéraux accessoires ont été séparés à l'aide d'une liqueur dense (bromoforme), puis étudiés au microscope. Ils sont presque toujours petits et peu abondants. La méthode d'étude utilisée est celle préconisée par S. Duplaix (1958).

Les minéraux argileux n'ont été étudiés que très exceptionnellement (lits marneux intercalés dans les calcaires) par les méthodes classiques de séparation, puis diffractométrie aux rayons X.

Il faut remarquer que cette étude reste surtout limitée aux microfaciès calcaires et aux relations des diverses formations entre elles. Elle constitue une première étape dans la connaissance pétrographique du Jurassique provençal. Des travaux de laboratoire plus poussés seront ultérieurement nécessaires pour préciser les résultats ainsi obtenus.

IV. DEFINITION DES TERMES UTILISES

Les recherches récentes concernant les séries sédimentaires ont donné lieu à la création d'un vocabulaire compliqué, dont certains termes ont une signification qui varie malheureusement suivant les auteurs. Il est donc indispensable de préciser la valeur des termes employés. Un effort de simplification est d'ailleurs souhaitable pour éviter l'utilisation de "jargons" souvent incompréhensibles pour le non-spécialiste.

Nous utiliserons dans les descriptions une terminologie différente suivant l'échelle considérée ; ensembles sédimentaires à l'échelle kilométrique, structures sédimentaires à l'échelle métrique, textures et classifications pétrographiques à celle de la lame mince. Il faut également préciser la terminologie utilisée dans le travail de synthèse paléo-océanographique : application éventuelle de la nomenclature des dépôts actuels et des récifs.

A - LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

La nomenclature a été précisée par une note du Comité français de Stratigraphie (1962) pour ce qui concerne les termes purement descriptifs en reprenant en partie la classification utilisée depuis longtemps par les géologues américains.

- La *formation* constitue l'unité fondamentale, que l'on peut définir comme un ensemble de couches caractérisées par un faciès dominant et dont les limites sont cartographiables ; A. Lombard (1956) a proposé les synonymes de lithotope ou lithofaciès ;
- Le *groupe* est un ensemble de formations superposées présentant un certain caractère commun ;
- le *membre* est une portion lithologique continue ou lenticulaire à l'intérieur d'une formation ;

Le passage à l'échelle métrique se fait par les termes de *bancs* ou de *lits*.

A l'échelle régionale on peut grouper les formations en *séries sédimentaires*. Il faut séparer les termes de cyclothème et de séquence qui correspondent à un début d'interprétation et qui seront examinés dans les méthodes de synthèse.

B - LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Ce sont des figures d'échelle métrique ou décamétrique que l'on étudie pendant le lever des coupes. La nomenclature, très complexe, a fait l'objet de très nombreux travaux en langue

anglaise dont les traités de F.J. Pettijohn (1948, 1957) et de R.R. Shrock (1948) donnent une synthèse. Les principales définitions ont été reprises par A. Lombard (1956), et les structures sédimentaires des faciès flysch ont fait l'objet de très nombreuses publications récentes.

Dans les calcaires, les types de structures sont moins variés, et surtout plus difficiles à observer. On peut distinguer deux grandes catégories :

- les structures affectant plusieurs bancs, ainsi que leur disposition relative,
- les structures internes aux bancs, qui intéressent l'intervalle compris entre deux joints ; elles concernent surtout l'arrangement des éléments minéraux ou organiques.

I - Stratification

La stratification (R.R. Shrock, 1948 et A. Lombard, 1956) désigne la disposition des couches sédimentaires en unités horizontales continues ou discontinues le plus souvent appelées bancs. La limite de ces bancs, qui peut être plus ou moins nette, est désignée sous le nom de joint. Ces joints sont souvent constitués par une mince couche de nature pétrographique différente, mais se réduisent parfois à une simple surface séparant deux couches. Les divers types de bancs et de joints sont précisés dans la figure 2.

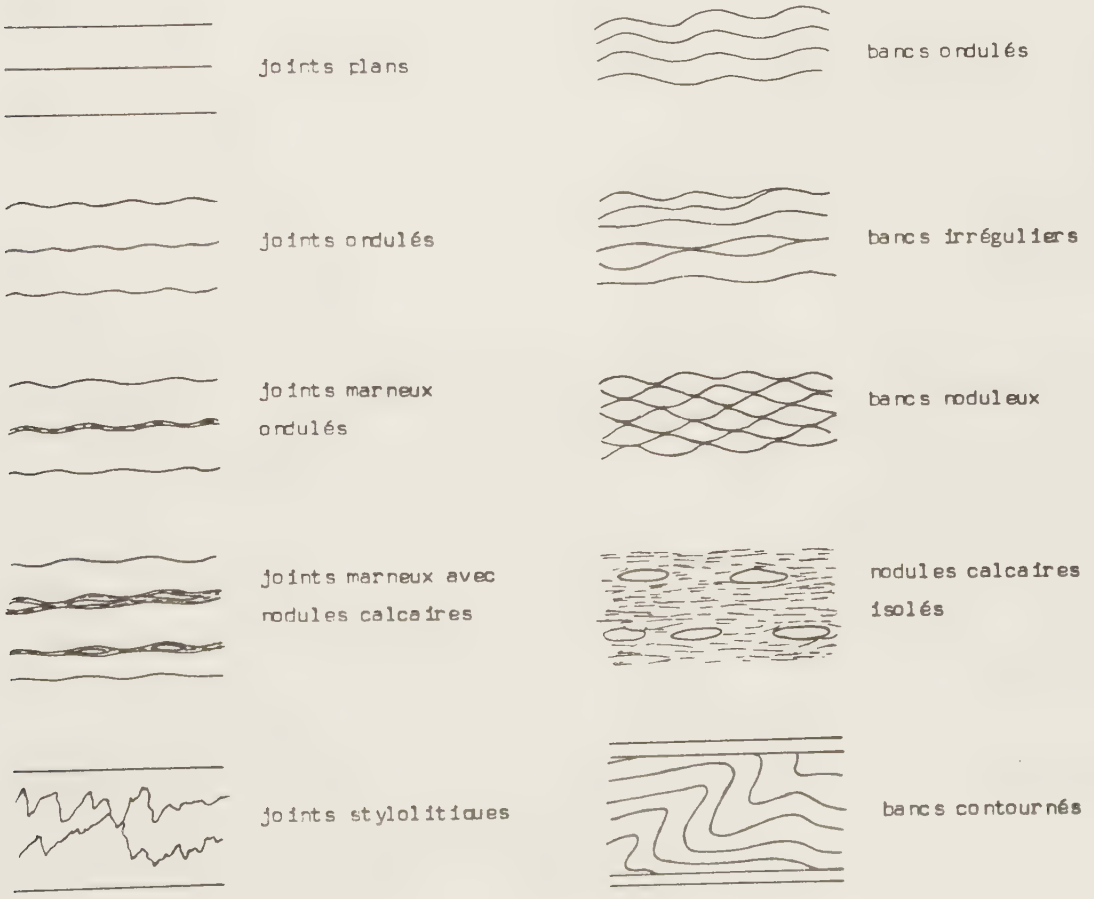


Figure 2 : structures des joints et des bancs

a) Les *joints plans* sont les plus fréquents. Ils correspondent parfois à des limites lithologiques, mais ces dernières sont souvent indépendantes et peuvent se situer à l'intérieur des bancs. Dans le cas des joints correspondant à la limite de deux faciès différents, on peut observer un passage brusque entre le banc et le joint, ou au contraire une transition ménagée (séries marno-calcaires).

b) Les *joints ondulés* sont fréquents : la surface des bancs montre des bosses irrégulières ou plus rarement des ondulations bien réglées. Si l'épaisseur des bancs est inférieure à l'amplitude des ondulations, on passe aux *bancs ondulés* puis, si les joints se rejoignent aux *bancs irréguliers*, aux *bancs noduleux* et aux *nodules*. On observe souvent des lentilles calcaires aplaties isolées dans les joints (joints noduleux).

c) Les *joints stylolitiques* sont très variés. Ils sont souvent parallèles à la stratification plus rarement obliques ou même perpendiculaires. Ils correspondent en effet à des surfaces de dissolution du calcaire, élaborées pendant la diagenèse, ou plus tardivement.

Les joints peuvent être parfois rares (formations massives) ou plus ou moins nombreux. On distingue ainsi des bancs épais (0,50 m ou plus), moyens ou petits (épaisseur inférieure à 0,15 m). Il faut noter que l'observation des joints dans les calcaires paraît liée à l'altération : les bancs montrent alors fréquemment des joints secondaires ténus qui ne sont pas visibles partout. Le lever devient rapidement assez arbitraire.

L'interprétation génétique des joints est délicate et a donné lieu à l'élaboration de nombreuses théories. Il semble que dans les calcaires, ils correspondent à des arrêts de la sédimentation, ou à des périodes de dépôts de nature différente, un peu argileuse. Toutefois, les joints sont, dans les calcaires, presque toujours des zones préférentielles pour les phénomènes de dissolution. Les joints ondulés semblent surtout résulter de phénomènes de tassement différentiel pouvant être liés à des hétérogénéités des bancs (cas des chailles).

II - Surface des bancs et traces

Lorsque la surface des bancs n'a pas été trop altérée par les phénomènes de dissolution, elle présente souvent des traces qui peuvent être d'origine mécanique, chimique ou biologique.

a) Les *traces mécaniques* ont fait l'objet de très nombreuses études, surtout consacrées aux faciès détritiques (R.R. Shrock, 1948, F.J. Pettijohn, 1957, A.H. Bouma, 1962, M. Lanteaume, B. Beaudoin et R. Campredon, 1967). Dans les calcaires, on observe parfois des traces de courants, plus fréquemment des figures de tassement (surtout lorsqu'un banc calcaire repose sur des marnes) et des empreintes de charge (load-casts). Il faut encore citer les fentes de dessication (mud-cracks, sheet-cracks) et les fissures produites par le déplacement des sédiments sur les fonds inclinés.

b) Les *traces d'origine chimique* correspondent surtout à des poches de dissolution creusées pendant des périodes de non-dépôt ; on observe également des concrétionnements d'hydroxydes de fer ("limonite"). Ces joints particuliers portant des traces de dissolution et des enduits ferrugineux sont appelés bancs durcis ou "hard-grounds". Ils résultent en général de périodes à sédimentation nulle pendant lesquelles le fond était balayé par des courants ; ils peuvent correspondre à des lacunes stratigraphiques.

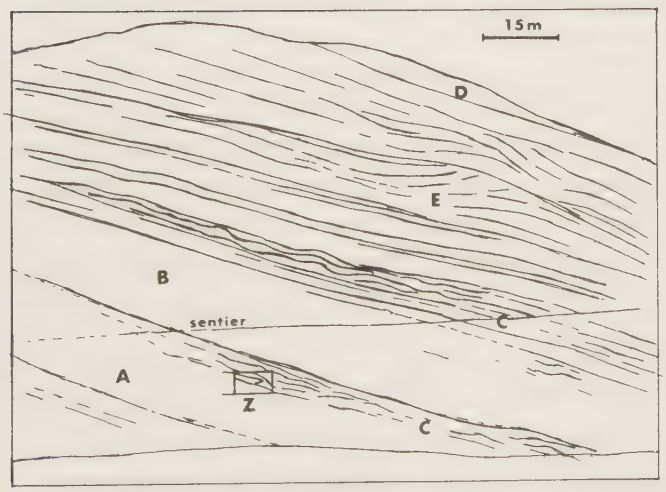
c) Les *traces d'origine organique* sont très variées (A.V. Ager, 1963, R.F. Hecker, 1960) :

empreintes résultant du déplacement d'animaux sur le fond (chondrites), terriers pénétrant plus ou moins profondément dans les bancs, perforations creusées par des pholades, etc. Il faut encore mentionner des traces laissées sur le fond par des organismes fixés, notamment les *Cancellophycus*, très abondants depuis la base du Toarcien jusqu'au Callovien moyen.

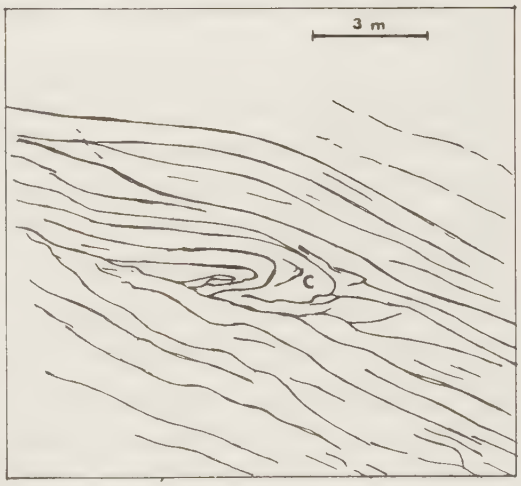
Les restes organiques (tests) sont fréquemment concentrés sur la surface des joints importants du type hard-ground : tests de Lamellibranches, encroûtements de Bryozoaires, Polypiers. Ils confirment la présence d'un fond durci pouvant supporter des organismes de substrat rigide.

III - Structures affectant simultanément plusieurs bancs

Certaines structures sédimentaires intéressent plusieurs bancs ; c'est en particulier le cas des *couches contournées et plissotées*. On observe entre deux couches restées parallèles des lits déformés de façon complexe (figure 3), avec souvent des discordances internes et des terminaisons en biseau. La texture des calcaires plissés présente des caractères particuliers : la roche a un aspect grumeleux, avec des petits nodules aplatis, et parfois une texture fluidale. De telles structures sont difficiles à distinguer des plissements disharmoniques d'origine tectonique. Toutefois, on n'observe pas de traces de dislocations (filonets de calcite cristallisée et les directions des axes de plis ne sont pas constantes. Le problème ne peut pas toujours être résolu dans les zones très tectonisées. Ces structures résultent en général du glissement sur un fond incliné de couches peu consolidées (slumping).



Plissements synsédimentaires dans le Malm au Nord de St-Martin d'Entraunes.



Détail de la zone encadrée montrant une charnière "anticlinale couchée".

Figure 3 : Exemples de plissements synsédimentaires (couches contournées).

Il faut encore mentionner parmi les structures intéressant les bancs, le *passage très rapide de calcaires bien stratifiés à des ensembles massifs*. Ce phénomène qui pourrait à première vue suggérer l'existence de biohermes entourés de leurs auréoles bioclastiques, est en général simplement lié à la recristallisation du calcaire. Les meilleurs exemples ont été étudiés par J.J. Blanc (1969) dans les monts du Vaucluse.

IV - Structures internes aux bancs

Dans les calcaires jurassiques, les structures internes aux bancs sont assez difficiles à observer car la nature chimique uniforme de la roche ne permet que rarement à l'érosion de les mettre en évidence. Leur étude peut se faire à l'aide de sections polies de grandes dimensions. Mais quand la roche est très recristallisée, seule l'observation de surfaces soumises aux agents atmosphériques et non encore recouvertes de lichens ou de mousses, permet de les déceler. Il faut alors rechercher ces zones à la limite des affleurements, là où ceux-ci ont été depuis peu débarrassés des recouvrements superficiels, ou encore dans de vieilles tranchées de routes ou de carrières. Ces structures internes sont peu visibles sur les cassures fraîches.

Les structures internes aux bancs se rattachent à trois types principaux dont quelques exemples ont été représentés sur la figure 4.

1) LE LITAGE

Le litage (ou stratification interne) consiste en un arrangement des éléments suivant des plans parallèles. Le litage est le plus souvent conforme aux joints de stratification ; dans le cas contraire, on parlera de litages ou de "stratifications" obliques ou entrecroisées qui localisent des zones de courants (C.L. Bieber, 1952). Le litage peut être marqué par des éléments de nature ou de dimensions différentes, par la plus ou moins grande abondance de débris, par une orientation de ces débris (en particulier des tests de Lamellibranches ou de Brachiopodes).

a) Contact de deux faciès

Un cas particulier du litage est constitué par le contact, à l'intérieur d'un banc, de deux faciès différents. Comme les joints, ce contact peut être plan, ondulé ou irrégulier. Mais comme il ne correspond pas à une zone de fragilité mécanique ou chimique de la roche, on ne peut en général observer la surface de la formation sous-jacente et déceler d'éventuelles traces mécaniques ou biologiques.

b) "Graded bedding" et laminites (P.H. Kuenen, 1952, 1953 a, 1953 b)

Les calcaires à débris (calcarénites) peuvent présenter toutes les structures définies dans les faciès gréseux. Le *granoclassement* ou *graded-bedding* est fréquent : la taille des grains décroît régulièrement vers le sommet du banc. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer ce type de structure : courants marins à faible profondeur, courants de turbidité et glissements de pente (A.H. Bouma et A. Brouwer, 1964). L'étude du microfaciès permet parfois de trancher entre l'un de ces divers processus.

Les *laminites* sont constituées par de fines alternances (laminations) d'épaisseur millimétrique de lits fins et plus grossiers ; elles se différencient des varves par une faible extension latérale (quelques mètres) et une origine mécanique probable alors que les varves ont le plus souvent une genèse climatique (W.H. Bradley, 1929, 1931).

c) Microséquences

Les structures précédentes peuvent alterner ou se succéder à l'intérieur d'un même banc ; ces petites séquences ou *microséquences* peuvent parfois former des petits rythmes centimétriques.

d) Lits contournés

Les lits "contournés" (ou plissés) peuvent se rencontrer à l'intérieur d'un banc entre deux joints de stratification ; leur origine est analogue à celle envisagée pour les couches contournées, mais à plus petite échelle.

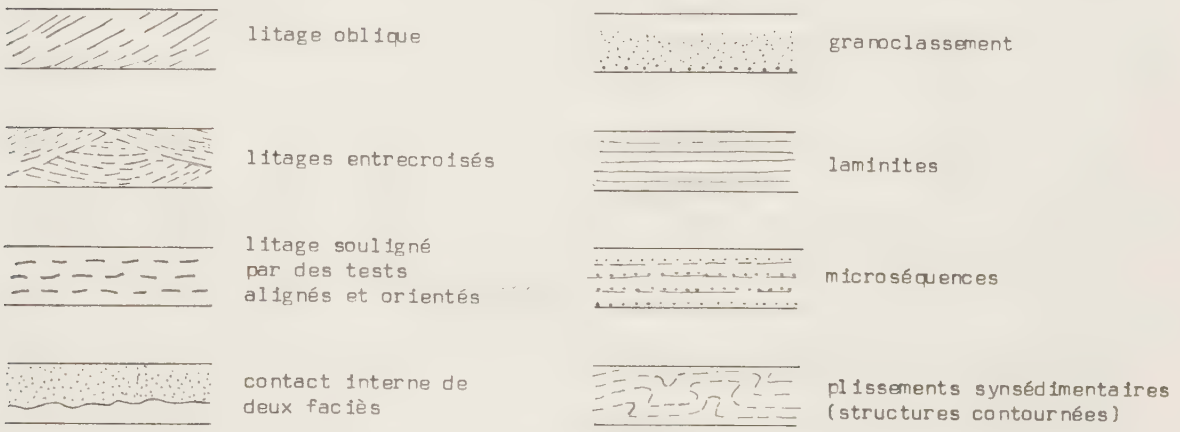


Figure 4 : structures internes des bancs

2) STRUCTURES BRECHIQUES

Les structures bréchiques sont fréquentes mais leur origine a été très discutée (L. Cayeux, 1935). On observe en effet tous les intermédiaires entre des contacts nettement tranchés et un passage graduel des éléments au ciment de la brèche. Le bord des éléments a en général évolué au cours de la diagenèse en joints stylolitiques qui masquent leur état initial. On peut observer trois types principaux de brèches :

a) Les éléments à contours nets sont constitués par un calcaire différent du ciment. Localement certains fragments sont limités par des "joints" stylolitiques dus aux phénomènes de dissolution.

b) Les éléments et le ciment sont de même nature. Leur contact peut être net, mais devenir indistinct par places. Ce type de structure est souvent désigné sous le nom de *pseudo-brèches*. Il peut avoir des origines multiples.

c) Au contraire, des deux faciès précédents qui présentent des éléments anguleux ou arrondis, on observe dans le 3ème type ces "nodules" de forme irrégulière, allongés, qui sont parfois engrenés ou intriqués les uns dans les autres. Les teintes du ciment et des éléments sont souvent différentes mais la nature du calcaire est la même. Les contacts stylolitiques sont très fréquents ; l'aspect général rappelle de très petits bancs noduleux. On peut rattacher à ce type le classique "marbre de Guillestre" du Malm briançonnais.

L'origine mécanique des brèches vraies du type (a) ne fait pas de doute ; par contre le

faciès (b) peut résulter du remaniement sur place de boues calcaires (en particulier dans les zones de glissements sous-marins), ou d'un phénomène diagénétique. C'est cette dernière origine qui a été proposée pour le type (c) (L. Cayeux, 1935) qui est souvent désigné par le terme de fausse brèche ou de "calcaire noduleux". On peut rapprocher de ce faciès les structures pseudo-bréchiques diagénétiques liées à la dolomitisation irrégulière d'une série carbonatée.

Les structures bréchiques présentent dans les calcaires des aspects très variés où la part respective des phénomènes de remaniement synsédimentaires sous-marins et de diagenèse est souvent difficile à faire. La transformation des contacts en joints stylolitiques est très fréquente, masquant les structures primitives. L'étude précise des microfaciès et de la texture est indispensable à la définition de la genèse de ces brèches d'un grand intérêt pour les reconstitutions paléogéographiques (elles indiquent les zones de ramaniement par les courants, les vagues ou les glissements sous-marins).

3) SITUATION DES RESTES ORGANIQUES

Une dernière catégorie de structures est liée à la position et aux relations respectives des restes d'organismes qui constituent souvent une proportion importante des roches calcaires. L'étude de ces structures fait largement appel à la paléoécologie qui seule permet une explication cohérente de leur origine. Parmi elles, on insistera particulièrement sur celles qui indiquent des milieux coralligènes ou récifaux.

a) Biohermes (E.R. Cuming et R.R. Shrock, 1928)

Les biohermes sont des ensembles lithologiques se présentant en lentilles renflées, parfois surplombantes, constituées par des organismes qui formaient une masse solide et cohérente au moment du dépôt (calcaire construit). Les organismes les plus fréquents sont les Polypiers (Madrépores), les Algues calcaires et les Bryozoaires. Des organismes pouvant se fixer les uns sur les autres tels les huîtres, peuvent donner des édifices semi-construits voisins des biohermes.

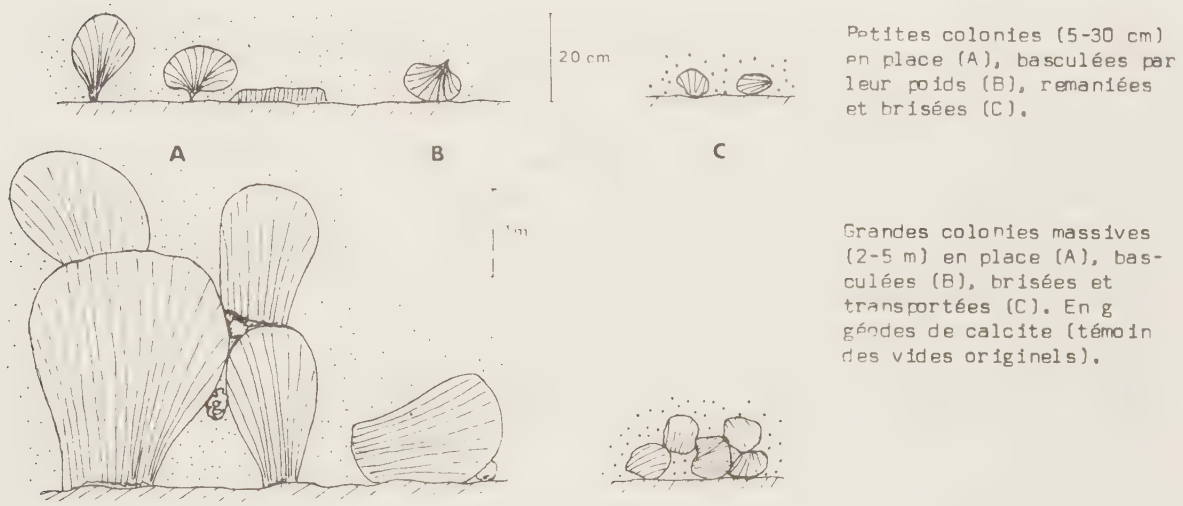
Les biohermes sont faciles à mettre en évidence lorsqu'ils sont isolés dans un faciès de calcaires en bancs ou de calcaires argileux ou terrigènes (Dévonien belge, Angoumien de la Ciotat) ; par contre leur limite est difficile à déceler et ils ne peuvent être nettement individualisés dans les assises calcaires massives telles que celles du Jurassique supérieur provençal. Les biohermes n'ont le plus souvent jamais atteint la surface des eaux et ne ressemblent que rarement à un récif corallien actuel. D'autre part, de nombreux ensembles récifaux anciens ne présentent pas la forme caractéristique du bioherme ; ce terme, uniquement descriptif, ne doit pas être utilisé sauf pour des formations construites lenticulaires. Leur taille varie de quelques décimètres à plusieurs centaines de mètres.

b) Biostromes (F.J. Pettijohn, 1948)

Les biostromes sont des ensembles de bancs principalement formés de restes d'organismes benthiques (tests) accumulés les uns sur les autres et souvent remaniés qui ne formaient pas un ensemble cohérent au moment du dépôt (par exemple des bancs entièrement formés par des tests de Lamellibranches ou de Brachiopodes). Au voisinage des récifs coralliens, on observe souvent des biostromes formés de Polypiers et d'Algues, remaniés et brisés. On observe tous les termes de passage entre les biostromes et les bancs de calcaires biodétritiques qui sont formés de petits débris d'organismes.

c) Position des fossiles isolés

L'étude de la position des fossiles dans les bancs permet de déceler d'éventuels remaniements. Un bon exemple en est fourni par les petites colonies de Polypiers pour lesquelles on observe plusieurs stades, depuis le simple basculement dû au poids de la colonie, jusqu'au transport avec usure. Les grandes colonies constituant les ensembles récifaux peuvent également se trouver en place ou basculées. Elles sont entourées par des formations biodétritiques plus ou moins fines, remplissant les vides originels de l'ensemble construit, vides qui peuvent représenter les 3/4 du volume total. Les structures caverneuses avec nombreuses géodes à grands cristaux de calcite sont fréquentes. La figure 5 résume les différentes positions possibles des colonies de Madréporaires.



Petites colonies (5-30 cm) en place (A), basculées par leur poids (B), remaniées et brisées (C).

Grandes colonies massives (2-5 m) en place (A), basculées (B), brisées et transportées (C). En g géodes de calcite (témoin des vides originels).

Figure 5 : différentes positions possibles des colonies de Madréporaires.

Les structures sédimentaires des calcaires sont très variées. On retrouve dans les faciès biodétritiques toutes les "figures" des grès mais leur observation est cependant plus délicate. Enfin les variations dans l'abondance et la position des restes d'organismes sont responsables d'un autre groupe très important de structures sédimentaires dans les faciès calcaires.

C - TEXTURE - CLASSIFICATIONS PETROGRAPHIQUES DES CALCAIRES

I - Définitions et divers types de textures

La texture est le mode d'agencement des éléments de la roche à l'échelle microscopique (F.J. Pettijohn, 1957). Ce terme a été ainsi utilisé dans sa signification la plus généralement admise par les pétrographes sédimentaires.

La texture concerne dans les roches carbonatées, soit l'agencement mutuel des cristaux de

calcite (ainsi que leur taille), soit l'arrangement des débris organiques et des grains détritiques dans le ciment carbonaté.

1) AGENCEMENT DES DEBRIS ORGANIQUES OU DES ELEMENTS DETRITIQUES (définition p. 43)

- *texture détritique à grains jointifs :* c'est le cas des calcarénites dont les grains sont contigus avec le minimum de ciment. Ce dernier est souvent secondaire, cette texture correspondant alors à un sédiment à l'origine sans ciment (sable calcaire) et dont les grains se sont déposés les uns sur les autres en équilibre mécanique.

- *texture détritique à grains non jointifs :* le ciment sépare les éléments. C'est le cas le plus fréquent des sédiments qui renferment au moment du dépôt une certaine proportion de vase calcaire fine.

- *texture granulaire en mosaïque :* comme pour les grès, elle correspond à un nourrissage des grains qui les a transformés en cristaux jointifs. Cette texture est très fréquente lorsque les débris de tests sont formés par des cristaux de calcite (cas des articles de Crinoïdes).

2) DIMENSIONS DES CRISTAUX ET DES ELEMENTS

En ce qui concerne la dimension des cristaux, on distingue trois types principaux :

- *texture cristalline* : les cristaux sont visibles à l'oeil nu.

- *texture microcristalline* : les cristaux sont visibles au microscope.

- *texture cryptocristalline* : les cristaux ne sont pas séparables aux grossissements courants des microscopes optiques.

La dimension des grains peut être étudiée en lame mince. Il est évident que le diamètre mesuré sur la préparation est inférieur au diamètre vrai du grain surtout si sa forme est irrégulière. Les mesures seront donc toujours inexactes par défaut. Mais il est surtout intéressant de connaître la répartition dimensionnelle des grains pour mettre en évidence le triage mécanique des éléments. Cette étude n'a d'intérêt que dans le cas où les débris sont remaniés mécaniquement, c'est-à-dire surtout lorsque le ciment est secondaire (calcite claire). La mesure des longueurs interceptées par les éléments sur un réseau de droites parallèles permet d'obtenir la courbe granulométrique (J. Lang, 1963 et A. Rosfelder, 1960). Mais cette méthode est très longue (on doit mesurer au moins 100 grains) et n'a été appliquée que sur quelques exemples. Dans les autres cas, seuls quelques débris, estimés comme moyens, ont été mesurés.

3) POSITION ET CARACTERISTIQUES DES ELEMENTS

La forme et la dimension des éléments constituant un calcaire peuvent être étudiées en lame mince. On ne peut pas toujours définir comme pour les grès la sphéricité et l'arrondi dont la signification est d'ailleurs assez différente pour les débris d'organismes, la forme initiale des grains étant beaucoup plus variable. Par contre, il est intéressant de mettre en évidence les organismes brisés et parmi eux, ceux qui sont usés et qui sont ainsi l'indice d'éventuels remaniements mécaniques. Il faut noter que les observations des océanographes dans les milieux actuels ont montré que les tests sont le plus souvent brisés et détruits par des actions biologiques (micro-organismes, prédateurs, etc.) et non par des remaniements mécaniques. On distinguera parmi les éléments d'origine organique :

a) les organismes ou tests entiers non remaniés

b) les débris de tests anguleux non usés ; ils peuvent être répartis de façon quelconque dans la lame, ou au contraire être alignés suivant le litage (cette disposition n'étant visible que sur une lame taillée perpendiculairement au plan de stratification) ;

c) les débris arrondis et usés ; cette usure peut être accompagnée d'un triage des grains en fonction de la compétence du courant qui effectue le transport ; pour des débris ou des organismes de forme initialement arrondie, l'usure peut être difficile à mettre en évidence.

Les grains résultant du remaniement mécanique de sédiments déjà déposés auront en général des formes beaucoup plus régulières et pourront être étudiés comme ceux des grès. Toutefois il faut tenir compte des processus d'agglomération de particules fines qui jouent un grand rôle dans les milieux périrécifaux et qui donnent des formes irrégulières parfois arrondies mais qui n'ont pas subi d'usure par transport (lumpstone, grapestone).

II - Classifications pétrographiques des roches calcaires

L'étude des roches calcaires au microscope comporte la détermination pétrographique de la roche. Les minéraux sont peu variés, sauf s'il y a un pourcentage appréciable de matériel terrigène. La classification sera donc basée sur la nature biologique et l'origine des éléments, et non sur leur composition minéralogique. Les classifications des roches calcaires sont très nombreuses. Elles sont basées sur des caractères variés : composition chimique (proportion d'argile ou de dolomite), critères génétiques (éléments allochtones ou autochtones), critères descriptifs (forme et nature des éléments et du ciment), critères de diagenèse liés surtout à la recristallisation. Ces diverses classifications ne s'appliquent pas toutes aux mêmes séries calcaires ni aux mêmes sujets de recherche. On est donc amené en général à utiliser simultanément plusieurs types de nomenclature.

1) COMPOSITION CHIMIQUE

La classification chimique est surtout utilisable pour les séries calcaréo-dolomitiques ; elle est alors basée sur les pourcentages relatifs de CO_3Ca et CO_3Mg qui permettent de calculer la proportion de calcite et de dolomite (B. Martinet et J. Sougy, 1961). On peut alors distinguer avec F.J. Pettijohn (1957) :

de 0 à 5 % de dolomite	calcaire
de 5 % à 10 % de "	calcaire magnésien
de 10 % à 50 % de "	calcaire dolomitique
ee 50 % à 90 % de "	dolomie calcaire
de 90 % à 100 % de "	dolomie

Cette classification nécessite un dosage chimique ou conductimétrique effectué sur des échantillons non altérés qui ne soient ni décalcifiés ni enrichis en calcaire. Cette étude n'a pas été abordée, car la plupart des ensembles dolomitiques ne présentent pas de coupes répondant à ces conditions.

2) COMPOSITION MINERALOGIQUE

La classification basée sur la composition minéralogique est surtout utilisée pour les

échantillons renfermant du matériel terrigène (quartz, micas, etc.) et des argiles. La composition d'un échantillon peut être reportée sur un diagramme triangulaire (A. Vatan, 1967) tel celui de la figure 6. Toutefois la distinction détaillée des intermédiaires entre calcaires et argiles présente souvent peu d'intérêt ; seulement ont été utilisés les termes de calcaires argileux, marnes et argiles calcaires. Les calcaires renfermant des grains de quartz ont été appelés calcaires gréseux. Il faut remarquer que les teneurs en quartz inférieures à 10 % sont les plus fréquentes (comme le signale F.J. Pettijohn , 1957, p. 382). Pour des teneurs inférieures à 2,5 %, l'expression "calcaire à grains de quartz" a été utilisée.

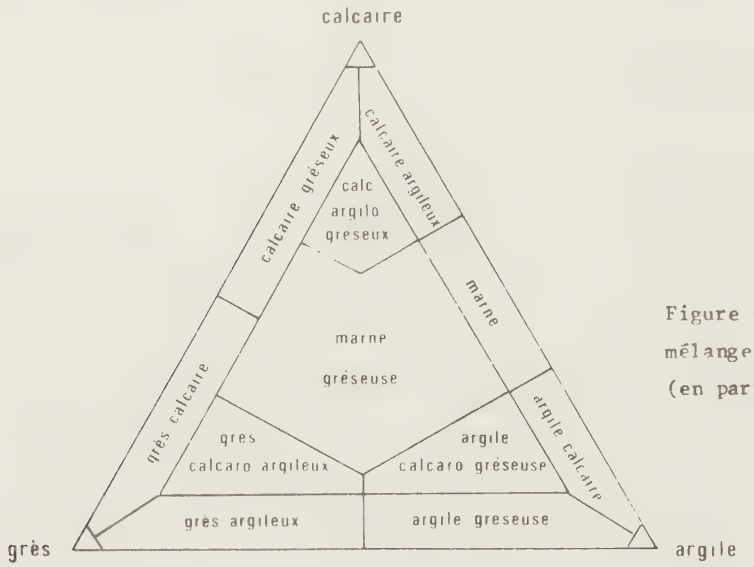


Figure 6 : Classification des mélanges grès - calcaires - argiles (en partie d'après A. Vatan, 1967, p. 45).

3) CRITERES GENETIQUES

La classification des calcaires pauvres en matériel détritique peut se faire suivant des critères génétiques (F.J. Pettijohn, 1957) comme le montre le schéma de la figure 7.

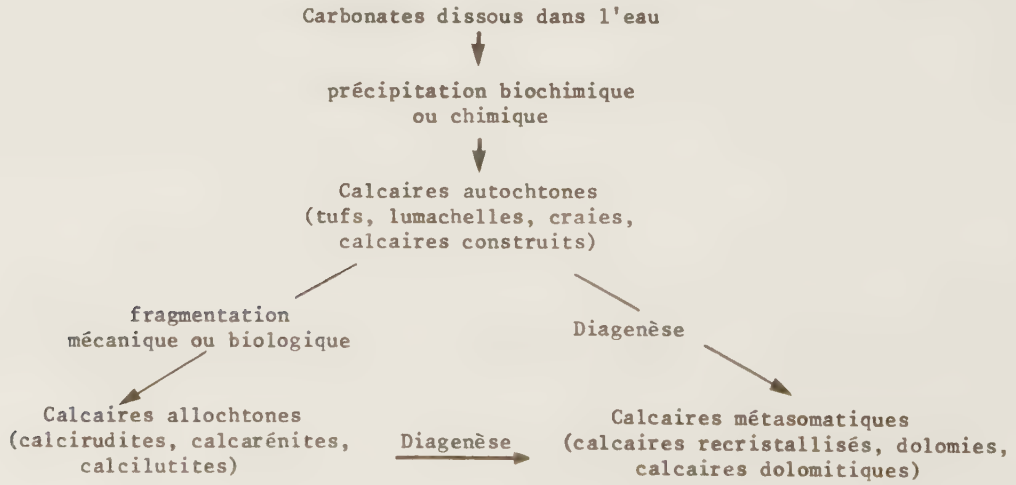


Figure 7 : classification génétique des roches calcaires (Pettijohn, p. 382)

Toutefois, les critères de différenciation entre calcaires autochtones et allochtones sont souvent d'une appréciation délicate. Ils ne permettent pas de distinguer tous les cas possibles. Ils ne tiennent pas compte des remaniements biologiques qui jouent pourtant un rôle majeur dans la fragmentation des tests dans les milieux actuels. Aussi une classification purement descriptive est-elle préférable. Les résultats peuvent toujours être ultérieurement interprétés du point de vue génétique, en tenant compte de tous les phénomènes qui sont intervenus pendant le dépôt, les remaniements successifs et la diagenèse. La classification que nous avons retenue a été proposée par R.L. Folk (1959). Elle permet de classer tous les types rencontrés dans le Jurassique provençal, et peut avantageusement être complétée par l'étude des textures.

4) CLASSIFICATION DESCRIPTIVE DE FOLK

a) Généralités

Cette classification distingue dans un calcaire trois parties :

- *Les éléments détritiques terrigènes* (quartz, feldspaths, micas, etc.) ; leur proportion est le plus souvent faible dans les faciès étudiés.

- *Les allochems* qui comprennent tous les matériaux formés par les actions biologiques, biochimiques ou chimiques dans le bassin de sédimentation, sous condition de former des éléments géométriquement définis (par exemple fragments de tests, oolites, etc.).

- *Le ciment* qui réunit les constituants précédents ; il peut être largement cristallisé (*sparite*) ou être au contraire à texture cryptocristalline (*micrite*).

Les divers calcaires seront distingués en fonction de la nature et de l'abondance relative de ces trois constituants. De plus la présence éventuelle d'argiles ou de dolomie et l'intervention de phénomènes de recristallisation apporteront des compléments d'information.

A l'intérieur de chaque catégorie, des distinctions supplémentaires basées sur la texture en particulier sur la taille des grains, peuvent être envisagées (A.W. Graban, 1904) ; dans les *rudites*, le diamètre des allochems dépasse 2 mm ; il est compris entre 0,062 mm et 2 mm dans les arénites, il est inférieur à 0,062 mm dans les lutites.

b) Les détritiques

Les minéraux d'origine continentale sont le plus souvent très peu abondants dans les calcaires étudiés. Ils sont généralement de petite taille, en général inférieure au millimètre.

Dans les grains de *quartz*, on peut distinguer les grains monocristallins, le plus souvent petits et anguleux, et les grains polycristallins qui peuvent atteindre 1 à 3 mm et sont assez arrondis. Ces derniers paraissent avoir subi un transport moins important.

Les *micas* (muscovite) sont petits et ont pu subir un long transport.

Les autres minéraux sont très rares et ne peuvent être étudiés que par séparation par attaque à l'acide et triage par densité à l'aide d'une liqueur dense.

c) Les allochems

Les allochems sont très variés et présentent des origines multiples. On distingue principalement :

TABLEAU 1

CLASSIFICATION DES ROCHES CARBONATEES (d'après R.L. Folk, 1959)

Proportion des divers allochems (en volume)					Calcaires, calcaires partiellement recristallisés, dolomies primaires					Dolomies de remplacement	
					Roches allochimiques >10 % d'allochems		Roches microcristallines ou orthochimiques <10 % d'allochems				
					Ciment calcite claire >ciment microcristallin Roches allochimiques à ciment de calcite claire (sparite)	Ciment microcristallin >Ciment calcite claire Roches allochimiques microcristallines (ciment de micrite)	1-10 % allochems *micrite*	1 % d'Allochems	Bioherme non remaniée	Fantômes d'allochems	Pas de fantômes d'allochems
	>25 % intraclastes				*Intrasparudite* *Intrasparite*	*Intramicrudite* *Intramicrite*	Intraclastes : *micrite à intraclastes*	Micrite, Discrimite (remaniée), Dolomicrite (Dolomie)	Biolithite	Allochems évidents	Dolomie à intraclastes
<25 % intraclastes	>25 % oolites				*Oosparudite* *Oosparite*	*Oomicrudite* *Oomicrite*	Oolites : *micrite à oolites*				Dolomie oolitique
	<25 % oolites	Rapport en volume des fossiles et des pellets	>3/1 fossiles		*Biosparudite* *Biosparite*	*Biomicrudite* *Biomicrite*	Fossiles : *micrite fossilifère*				Dolomie à fossiles
			3/1 1/3		*Biopelsparite*	*Biopelmicrite*					
			<1/3 pellets		*Pelsparite*	*Pelmicrite*	Pellets : *micrite à pellets*				Dolomie à pellets

Allochems peu abondants

ex : Dolomie moyennement cristalline

Les intraclastes sont des fragments de sédiments carbonatés, rapidement consolidés, qui ont été remaniés après leur dépôt à l'intérieur du bassin de sédimentation ; ils sont de nature variée et sont difficiles à distinguer des pellets lorsque leur diamètre est inférieur à 0,2 mm.

Un cas particulier est constitué par les intraclastes formés uniquement de boue calcaire (micrite) qui résultent souvent d'une agglomération de particules fines sans qu'il y ait ni érosion ni usure (lumps) ; ces intraclastes particuliers ont des formes plus irrégulières.

Les extraclastes sont des fragments de sédiments carbonatés provenant de l'environnement du bassin de sédimentation ; leur distinction d'avec les intraclastes est délicate et n'est possible que dans des cas très particuliers.

Les oolites sont toujours facilement déterminables ; il est intéressant de préciser le nombre de couches successives ainsi que la nature du nucléus (A. Carrozzi, 1960).

Les fossiles constituent souvent la majorité des allochems ; ce terme étant descriptif, il est utilisé aussi bien pour les organismes en place que pour les débris remaniés ; des subdivisions peuvent être basées sur la nature biologique des débris les plus abondants. Seuls sont pris en considération les organismes visibles avec les grossissements habituels des microscopes optiques.

Les pellets, qui sont des petits agglomérats de particules fines produits par des organismes (pelotes fécales de crustacés), se présentent en général avec une forme et une dimension très régulières ; leur nature exacte n'est pas toujours visible et ils peuvent être difficiles à distinguer de petits intraclastes. Il est possible que certaines roches à ciment micritique qui semblent renfermer de nombreux pellets flous prennent en réalité cet aspect à la suite d'une évolution diagénétique (texture grumeleuse) ;

Les pseudo-allochems bien que rappelant des intraclastes, des oolites ou des pellets, résultent en réalité de phénomènes de recristallisation ; ces cas sont rares et difficiles à interpréter et la classification générale ne les fait pas intervenir.

d) Le ciment

La distinction des diverses sortes de ciment présente beaucoup moins de difficultés. Toutefois, on observe assez souvent des roches présentant un ciment par endroit micritique et ailleurs largement cristallisé. Ce faciès peut résulter soit d'un "lavage" incomplet des allochems par les courants, soit de la recristallisation d'un ciment fin. Dans ce dernier cas on peut remarquer que les allochems sont également affectés par cette recristallisation qui se répartit très irrégulièrement. Dans d'autres cas, surtout liés à des remaniements de boues fines, on observe des îlots de calcite largement cristallisée (*"bird-eyes"*) qui sont également fréquents dans certains faciès concrétionnés à algues calcaires.

e) Tableau de classification

La classification est donnée par le tableau 1, d'après R.L. Folk, 1959, p. 14. On distingue les roches allochimiques contenant plus de 10 % d'allochems et les orthochimiques ou microcristallines pour lesquelles cette proportion est inférieure à 10 %. Dans chaque case correspondant à une roche allochimique, figure une distinction basée sur la texture (dimension des allochems) suivant la nomenclature de A.W. Grabau (donnée p. 44). Mais il y a de notables différences suivant les auteurs en ce qui concerne la limite granulométrique entre les calcaré-

nites et les calcirudites. Cette coupure généralement placée à 2 mm (A.W. Grabau, 1904), a été abaissée par R.L. Folk à 1 mm. Cette limite étant de toutes façons arbitraires, nous avons conservé le chiffre de 2 mm plus généralement admis. Les termes utilisés pour définir les textures du point de vue granulométrique sont précisés dans le tableau 2.

Tableau 2 : Echelle dimensionnelle utilisée pour les roches calcaires

<table>
<tr><th></th><th>Allochems - éléments transportés</th><th colspan="2">Ciment - constituants authigènes</th></tr>
<tr><td>64 mm</td><td>calcirudite très grossière</td><td rowspan="3">extrêmement largement cristallisé</td><td rowspan="6">sparitique</td></tr>
<tr><td>16 mm</td><td>calcirudite grossière</td></tr>
<tr><td>4 mm</td><td>calcirudite moyenne</td></tr>
<tr><td>2 mm</td><td>calcirudite fine</td><td>très largement cristallisé</td></tr>
<tr><td>0,5 mm</td><td>calcarénite grossière</td><td rowspan="2">largement cristallisé</td></tr>
<tr><td>0,25 mm</td><td>calcarénite moyenne</td></tr>
<tr><td>0,125 mm</td><td>calcarénite fine</td><td rowspan="2">moyennement cristallisé</td></tr>
<tr><td>0,062 mm</td><td>calcarénite très fine</td></tr>
<tr><td>0,031 mm</td><td>calcilutite grossière</td><td rowspan="2">finement cristallisé</td><td rowspan="4">micritique</td></tr>
<tr><td>0,016 mm</td><td>calcilutite moyenne*</td></tr>
<tr><td>0,008 mm</td><td>calcilutite fine*</td><td rowspan="2">très finement cristallisé
cryptocristallin</td></tr>
<tr><td>0,004 mm</td><td>calcilutite très fine*</td></tr>
</table>

* Les calcilutites très fines, fines et moyennes correspondent à des cas théoriques basés sur les vases actuelles ; en fait la recristallisation ne permet pas de les observer ni de les distinguer du ciment micritique plus ou moins cristallisé des calcaires anciens.

Les calcaires construits ont été classés séparément (biolithites). Enfin les roches dolomitiques d'origine épigénétique suivent la même nomenclature, la dolomie se superposant à l'ensemble lorsque la nature originelle du calcaire est encore visible. Enfin les micrites en partie recristallisées avec îlots de calcite claire sont regroupées dans les dismicrites.

La distinction des diverses roches nécessite en principe la mesure des proportions entre les divers constituants à l'aide du compteur de points, comme pour les roches éruptives ou par comparaison usuelle à l'aide de "chartes"(A.Fediaevsky, 1963). Mais très souvent l'un des éléments étant nettement dominant, les types intermédiaires sont rares, ce qui évite les mesures, toujours longues. Les constituants secondaires qui ne figurent pas dans le nom de la roche, doivent toutefois être indiqués.

f) Représentation graphique et interprétation des résultats

Les résultats de l'étude des lames minces ont été reportés dans des logs "microfaciès" où ont été figurés séparément sur deux colonnes les éléments d'origines terrigènes (sable, argiles) et la nature pétrographique du calcaire dans la classification de Folk, suivant une légende dont

le principe est donné par la figure 8. Ces logs permettent de suivre l'évolution de la nature pétrographique de la roche et de l'abondance relative des divers débris organiques.

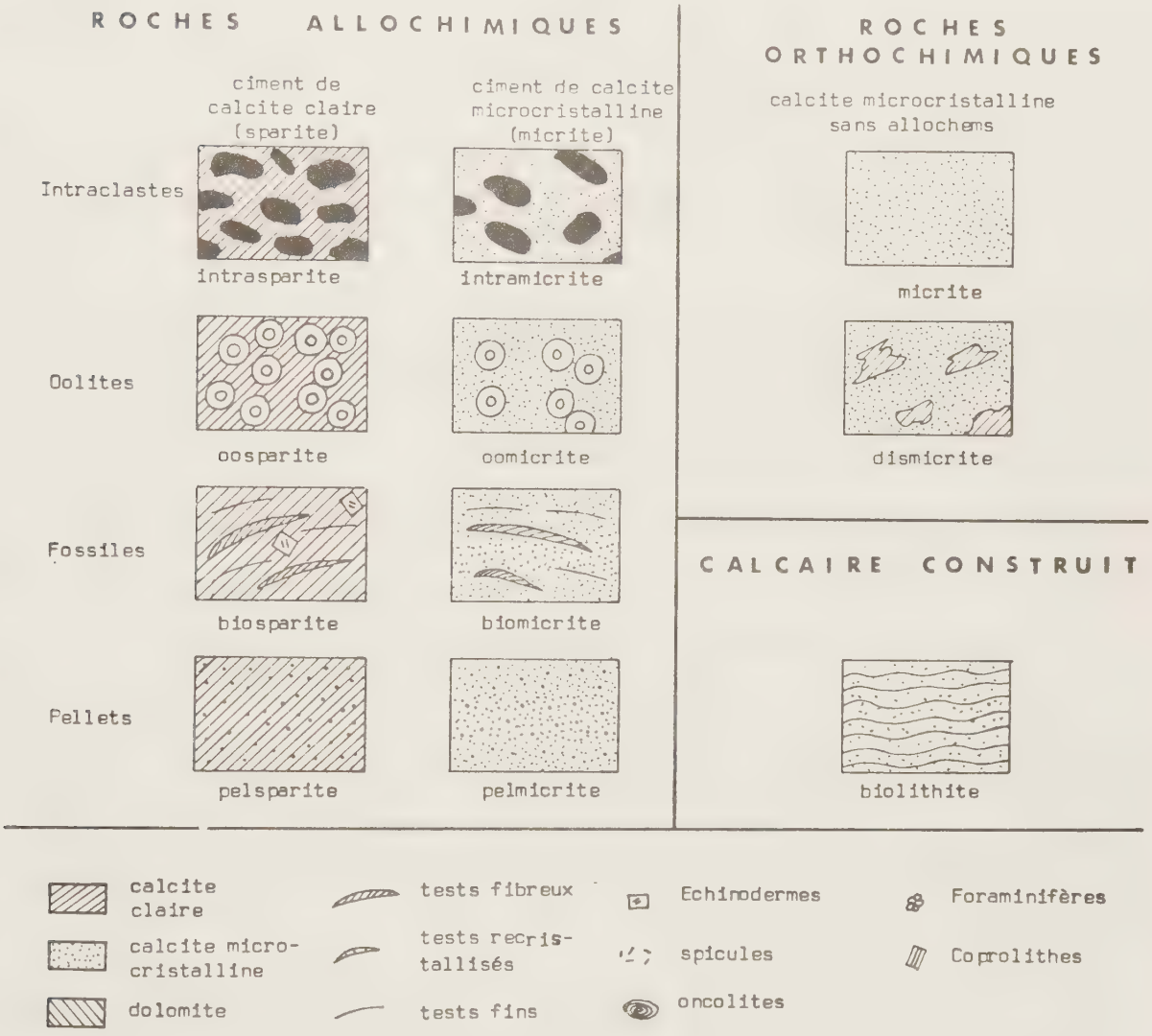


Figure 8 : exemples de représentation graphique des microfaciès.

L'interprétation génétique des types distingués par la classification de Folk suppose que l'on parvienne à estimer puis à éliminer les effets de la diagenèse. Dans de nombreux cas, plusieurs interprétations seront possibles et seule l'étude des structures permettra de donner une solution.

- *Les calcaires à ciment de sparite* correspondent en général à d'anciens sables calcaires dépourvus de fraction fine et déposés dans des zones de courants. Les allochems montrent le plus souvent des traces d'usure et sont assez isométriques car triés mécaniquement ; il n'y a pas de petits débris organiques fragiles.

- *Les calcaires à ciment micritique* correspondent à des milieux calmes peu remaniés (sables

mélangés à de la vase calcaire, boues fines). Ce qui n'empêche pas d'y observer très souvent des organismes brisés, non par des courants, mais par des actions biologiques. Les allochems sont alors anguleux, de taille variée ; on peut observer des formes très fragiles entières (cas des *Siccocoma* du Malm).

Les faciès à allochems provenant des zones de courant (intraclastes, oolites) seront donc le plus souvent à ciment de sparite. Les intramicrites et oomicrites sont rares ; elles résultent de phénomènes sédimentaires particuliers (glissements sous-marins, courants turbides) que l'on peut mettre en évidence par l'étude des structures.

D - INTERPRETATION DES RESULTATS - SYNTHESES PALEO-OCEANOGRAPHIQUES

Un certain nombre de théories générales ont été proposées pour l'interprétation et la synthèse des résultats ; la plupart permettent l'approche d'un des aspects du problème mais la synthèse finale ne peut résulter que de la combinaison de ces diverses méthodes.

I - Identité des causes actuelles et anciennes

Ce principe qui ne peut être vérifié expérimentalement, n'est pas toujours valable, surtout pour les périodes très anciennes.

1) COMPARAISON DES ECHANTILLONS ETUDIES AVEC LES SEDIMENTS ACTUELS

L'application aux milieux anciens des observations effectuées dans les mers actuelles constitue une extrapolation très séduisante qui permet d'interpréter de nombreux faciès. Cette méthode actualiste rencontre toutefois de nombreuses difficultés :

Dans les océans et les mers actuels, les zonations sont basées sur les associations biologiques des organismes *vivants* (biocoenoses) ; or on ne retrouve dans les sédiments anciens à l'état de fossiles que les associations d'organismes morts et enfouis (taphocoenoses) ou même remaniés (thanatocoenoses).

La plupart des familles et des genres animaux et végétaux qui vivaient au Jurassique sont éteints et on ignore presque tout de leur écologie ; l'extrapolation des observations faites sur des groupes voisins qui existent encore, est très hypothétique ; on sait que pour certaines familles, les conditions écologiques ont changé depuis le Jurassique (par exemple passage du milieu néritique au milieu bathyal).

Les comparaisons avec les milieux actuels doivent donc être faites avec prudence et en précisant bien les hypothèses utilisées ; elles seront limitées le plus souvent à l'interpolation des paramètres physiques qui conditionnent certaines structures sédimentaires ou la vie de certains groupes : localisation des algues dans les zones euphotiques par exemple. On peut ainsi dans des cas particuliers retrouver dans les mers anciennes les zonations établies par les océanographes, surtout à partir du Crétacé supérieur et encore plus du Tertiaire.

2) ZONATION DES MILIEUX MARINS ACTUELS

Les études effectuées dans les milieux actuels ont permis de mettre au point une zonation

des milieux marins en fonction de la profondeur et surtout des conditions physiques qui en dépendent.

J.M. Péres (1961) a proposé un système basé sur *l'éclairement* car ce paramètre a une action directe sur la flore et la faune et peut être ainsi retrouvé dans les milieux anciens ; il a dinstingué ainsi :

la zone euphotique ou éclairée, limitée par la "profondeur de compensation pour les végétaux chlorophylliens" ; elle correspond donc à la zone d'extension des algues photophiles ;

la zone oligophotique ou crépusculaire ; il ne semble pas que l'on puisse la mettre en évidence dans les milieux anciens ;

la zone aphotique ou d'obscurité totale.

Seule la zone euphotique peut donc être retrouvée par des arguments positifs dans les milieux anciens.

En ce qui concerne *le benthos*, un certain nombre d'étages ont été définis (J.M. Péres et J. Picard, 1959, J.M. Péres, 1961). Cet étagement est basé sur la répartition des organismes et ne pourra donc en général être retrouvé intégralement dans les mers anciennes. On distingue 7 étages dans l'ordre de profondeur croissante ;

a) Etage supralittoral : cet étage est caractérisé par les organismes qui supportent une émersion prolongée. Il est seulement humecté par l'eau de mer ou très temporairement immergé lors des grandes marées ou des fortes tempêtes.

b) Etage médiolittoral : il est caractérisé par des peuplements qui exigent ou supportent des immersions assez prolongées ; il renferme une grande partie des organismes intertidaux.

c) Etage infralittoral : cet étage est limité vers le haut par la limite de la zone constamment immergée et vers le bas par le niveau le plus inférieur où peuvent vivre les Phanéorogames marines et les algues photophiles (en général vers 30 à 40 m). Cet étage est caractérisé par les peuplements d'algues calcaires que l'on peut retrouver dans les séries anciennes ; toutefois le problème est difficile à résoudre pour les faciès vaseux où elles manquent.

d) Etage circalittoral : il s'étend depuis la limite inférieure des Phanérogames marins (et des algues photophiles) jusqu'à la limite inférieure de la zone euphotique ; il est caractérisé par des peuplements d'algues sciaphiles dont la présence n'est d'ailleurs pas constante.

e) Etage bathyal : il correspond aux peuplements qui occupent le talus continental et les fonds situés immédiatement au pied de ce talus ; sa limite inférieure correspond à un changement net dans les faunes et se situe vers -3000 m. Il est en général très difficile d'attribuer dans les séries géologiques un faciès à l'étage bathyal sauf dans des cas particuliers. Cette remarque s'applique *a fortiori* aux deux étages situés plus profondément qui n'ont pas pu être mis en évidence dars les mers anciennes.

f) Etage abyssal : il correspond aux peuplements de la grande plaine océanique entre -3000 m et -6000 m.

g) Etage hadal : il correspond au fond des ravins et des grandes fosses océaniques.

Ces "étages" définis par les océanographes ne sont que rarement décelables dans les formations anciennes, à l'exception de l'infralittoral et du circalittoral.

Une autre distinction importante est par contre constituée par la différenciation des peuplements de substrats meubles ; on en retrouve dans les séries calcaires de nombreux exemples.

3) PALEOECOLOGIE

La paléoécologie constitue l'étude des associations biologiques fossiles et de leurs relations avec les conditions de milieu anciennes. Cette analyse du mode d'existence des organismes permet de reconstituer la paléogéographie à une époque donnée. Mais le fait que l'on étudie que des taphocoenoses sans pouvoir connaître les biocoenoses initiales constitue une limite infranchissable pour cette méthode.

L'étude paléoécologique d'une formation constitue un travail important, tant sur le terrain qu'au laboratoire, et seuls quelques cas particuliers ont été abordés. Elle nécessite de plus une détermination précise de tous les organismes récoltés, ce qui présente une grande difficulté. L'étude d'un secteur, même restreint, comporte les étapes suivantes (R.F. Hecker, 1957, 1960).

a) L'étude sur le terrain d'un affleurement comporte, en plus du lever lithologique, le dessin ou la photographie de l'affleurement sur lequel seront placés tous les fossiles visibles en notant leur nature et leur position (éventuellement les traces de remaniement). Les terriers, chondrites et empreintes, seront également étudiés en liaison avec leur origine possible.

b) Le point de récolte des fossiles et des échantillons doit être situé avec précision sur le dessin de l'affleurement ; tous les organismes, entiers ou brisés, doivent être examinés ; les formes abondantes peuvent faire l'objet d'une étude statistique.

c) L'étude au laboratoire comporte d'abord la détermination complète du matériel récolté, ainsi que l'étude de la variabilité des espèces abondantes. Ce travail est actuellement presque impossible à réaliser à cause des difficultés rencontrées pour déterminer ou faire étudier les fossiles, surtout pour les groupes qui ne présentent pas d'intérêt stratigraphique et qui sont le plus souvent négligés par les paléontologistes.

d) L'interprétation des résultats sera menée par comparaison avec les observations faites dans d'autres coupes, de façon à tenter de reconstituer au besoin par une étude statistique, la composition des biocoenoses et les conditions physico-chimiques du milieu.

L'étude paléoécologique, qui complète l'interprétation lithologique, constitue un travail surtout paléontologique qui sort du cadre de ce travail : toutefois, ces données et ces méthodes ne devront pas être négligées dans l'étude des coupes, et surtout lors de l'interprétation des microfaciès.

4) CAS PARTICULIER DES CALCAIRES D'ORIGINE RECIFALE

Les ensembles récifaux forment dans les mers chaudes actuelles un milieu qui, bien que se rattachant au système littoral, constitue néanmoins un ensemble très particulier. Dans les séries anciennes, on ignore le plus souvent l'écologie d'organismes très difficiles à extraire des calcaires massifs où ils sont conservés. L'étude des grands ensembles récifaux du Portlandien présente donc de notables difficultés, auxquelles il faut ajouter la rareté des bonnes coupes.

La méthode séquentielle ne donne pas de résultats car ce sont les phénomènes biologiques et non physico-chimiques qui commandent l'évolution des récifs.

La seule solution consiste à comparer, lorsque les observations sont suffisantes, les faciès étudiés avec les sédiments périrécifaux actuels (Bahames, Floride, Madagascar, Australie),

en supposant que les conditions de vie des Madréporaires n'ont pas beaucoup changé depuis le Jurassique. Mais la répartition des différents types lithologiques est souvent très irrégulière et on doit le plus souvent se contenter d'une vue globale.

Les récifs actuels sont très complexes et variés. On distingue un certain nombre de types morphologiques qui correspondent tous au même milieu, mais se distinguent par leur position par rapport aux terres émergées :

- les *atolls* sont des anneaux coralliens coupés de passes et situés en haute mer ;

- les *récifs barrière* sont formés d'un ruban plus ou moins continu de coraux, séparé du continent par des lagons dont la largeur peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres.;

- les *récifs-frangeants* bordent directement le rivage ;

- les *récifs plate-forme* ou *platiers* sont situés loin du rivage sur des hauts-fonds ; leur forme est très irrégulière.

- les *platures*, qui, sans former de véritables massifs construits, montrent des organismes colonisant de grandes étendues sur des fonds peu accidentés.

Les conditions écologiques des récifs actuels sont très strictes et il est très vraisemblable qu'il en était de même au Jurassique ; il faut citer principalement (J.M. Péres, 1961) :

- une température toujours supérieure à 20°C (et même 23°C), avec des écarts annuels faibles, inférieurs à 3-4°C ;

- une salinité élevée ;

- des eaux agitées et à faible turbidité ;

- un éclairement suffisant, impliquant une faible profondeur (en général inférieure à 60 m) ; nécessaire pour assurer le développement des algues vivant en symbiose avec les coraux.

Les biocoenoses récifales actuelles sont très riches en espèces dans la province indo-pacifique où domine l'association Madréporaires - algues calcaires. Elles sont plus pauvres dans la province atlantique où les coraux sont associés surtout à des Gorgonidés.

La morphologie des édifices construits est très variée et ne peut que rarement être retrouvée à l'état fossile. Les formes massives sont le plus souvent localisées dans le front du récif et à faible profondeur, la zone battue étant occupée par les algues calcaires. Au contraire, les formes branchues sont plutôt localisées dans les secteurs calmes, à plus grande profondeur ou dans les lagons. Enfin les récifs barrière sont très comparables à la partie "au vent" d'un atoll.

II - L'analyse séquentielle

L'analyse séquentielle permet de synthétiser de façon simple les observations lithologiques concernant une série sédimentaire (R.R. Shrock, 1948 ; A. Lombard, 1956). Elle repose sur la comparaison de la série étudiée avec une série virtuelle, succession naturelle continue de termes lithologiques allant des détritiques grossiers à la base jusqu'aux évaporites au sommet. Cette séquence virtuelle générale, établie d'après des observations réparties dans toutes les régions et dans la totalité des temps géologiques, correspond à l'évolution normale d'un bassin sédimentaire. En fait la séquence virtuelle générale est rarement représentée dans sa totalité, et, dans un secteur donné, on peut définir la série virtuelle locale qui ne comprend que quelques termes de la série virtuelle générale.

La comparaison de deux séries se fait par celle des courbes lithologiques (fig. 9) résumant l'évolution globale de ces séries à l'échelle du banc ou de la formation. Une coupe stratigraphique montre en général une suite de séquences élémentaires dont les termes peuvent être superposés dans le même ordre que dans la série virtuelle générale (séquence positive), ou dans l'ordre inverse (séquence négative). On les observe aussi bien à l'échelle de la lame mince que du banc ou de la formation. Les comparaisons entre plusieurs séries doivent être établies sur des coupes étudiées à la même échelle.

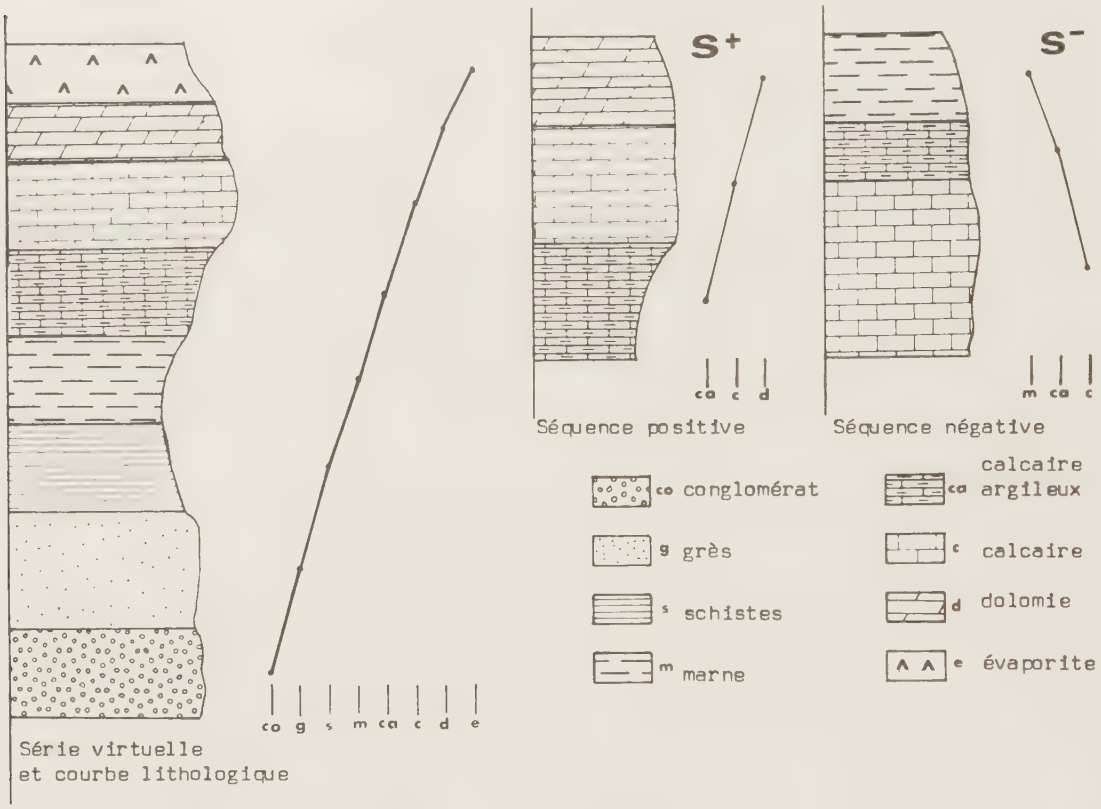


Figure 9 : Série virtuelle, courbe lithologique et séquences

L'analyse séquentielle est une méthode historique qui ne peut se vérifier directement dans les mers actuelles. Elle permet des corrélations entre des coupes d'un même ensemble sédimentaire et aussi l'étude de l'évolution d'un bassin.

Les études de séries montrent un certain nombre de cas particuliers parmi lesquels il faut citer les séquences oscillantes (alternativement positives et négatives), les séries entièrement calcaires, et enfin les ensembles d'origine récifale qui se placent en général en dehors de la séquence (termes hors série).

Les séries rythmiques présentent des successions de séquences élémentaires positives ou négatives, peu épaisses qui se répètent sur une grande puissance. La courbe lithologique devient une ligne brisée et il faut tracer la courbe enveloppe pour étudier l'évolution générale de la série. Les plus fréquentes sont celles à rythmes grès-schistes, marnes - calcaires argileux et calcaires argileux - calcaires, ces dernières étant très répandues dans le Jurassique et le

Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. L'interprétation génétique des rythmes sédimentaires est encore très discutée, surtout pour les formations marno-calcaires. Plusieurs hypothèses ont été proposées : subsidence saccadée (P. Pruvost, 1930), pulsations climatiques, courants turbides ; de toutes façons, on constate des variations périodiques dans les conditions physico-chimiques du milieu de sédimentation, accompagnées souvent de variations dans le contenu organique, ce qui entraîne le dépôt de couches alternativement marneuses et calcaires.

Les calcaires correspondant à un terme unique de la série virtuelle générale de A. Lombard, on rencontre de grandes difficultés dans l'étude des séquences des formations entièrement calcaires, même si des termes terrigènes apparaissent dans certains bancs.

L'étude des calcaires remaniés (calcarénites) montre que ceux-ci correspondent du point de vue mécanique à des grès. On peut constater que les grains de quartz suivent du point de vue granulométrique l'évolution des grains calcaires. En outre les dolomies commencent le plus souvent au-dessus de calcaires fins du type micrite ou biomicrite (sauf si ce sont des dolomies épigéniques ou diagénétiques). Il semble donc que la série virtuelle calcaire doive être établie en partant des sparudites pour se terminer par les micrites, cette séquence évoluant indépendamment de la série virtuelle générale de A. Lombard. En fait les formations calcaires sont souvent dépourvues de séquences, car l'origine du matériel n'est pas mécanique (comme l'érosion pour les éléments terrigènes), mais biologique. Le rôle des organismes est en effet capital dans la genèse des calcaires, même pour les micrites qui sont le plus souvent entièrement constituées par des micro-organismes calcaires appartenant au nanoplancton (R. Laffite et D. Noël, 1967) qui ne sont visibles qu'au microscope électronique.

TROISIEME PARTIE

LE JURASSIQUE INFERIEUR

I. INTRODUCTION

A - GENERALITES

Le Jurassique inférieur comprend les étages Hettangien, Sinémurien (= Sinémurien *s.s.* + Lotharingien), Pliensbachien (= Carixien + Domérien), Toarcien et Aalénien, conformément aux décisions du Colloque sur le Jurassique de Luxembourg (1962). Le Rhétien en effet constitue le dernier étage du système triasique. Le terme de Lias ne sera pas utilisé, car ce sous-système ne comprend pas l'Aalénien qui, en Provence succède en continuité au Toarcien.

Les formations du Jurassique inférieur sont bien développées dans l'ensemble de la Provence. A l'Ouest, elles constituent en général le coeur des structures anticlinales de la région. A l'Est, c'est le Trias qui affleure dans les anticlinaux, tandis que les formations du Jurassique inférieur forment les flancs des synclinaux, puis sont érodées au-delà de Draguignan.

Plus au Nord, le Jurassique inférieur affleure largement dans les structures plissées de l'arc de Castellane, et prend un grand développement aux environs de Digne. Mais une lacune importante affecte ce sous-système dans la région des plans de Canjuers, du bas Verdon, et du Sud des Alpes maritimes.

B - ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE GENERALE DU JURASSIQUE INFERIEUR PROVENCAL

Les observations stratigraphiques sont données pour chacune des grandes unités paléogéographiques déjà définies dans la première partie (p.22) en commençant par les régions les plus méridionales (carte figure 10).

I - Le bassin provençal

Le bassin provençal est caractérisé au Jurassique inférieur par une sédimentation surtout calcaire et dolomitique. Les formations sont peu épaisses, mais la succession stratigraphique est presque complète. On observe seulement une lacune à peu près générale du Sinémurien *s.l.* ; des coupes existent en bordure de la "dépression permienne" entre Toulon et Carnoules. A. Lanquine (1929) a donné une description minutieuse de la faune et des faciès des assises jurassiques inférieures de Solliès-Pont, Cuers, Puget-Ville. Nous avons apporté quelques compléments stratigraphiques en ce qui concerne le Domérien.

Cette succession est donnée par le tableau ci-dessous établi à partir de nos observations de terrain, et des données paléontologiques de A. Lanquine.

Bajocien inférieur (1 m)	Banc de calcaire ferrugineux	*Sonninia sowerbyi* MILL.
Aalénien (25 m)	Marno-calcaires noduleux Calcaires clairs en partie construits. Bancs à chailles	*Plagiostoma hersilia* d'ORB. Echinides, Bryozoaires. *Harpoceras opalinum* REIN.
Toarcien (25 m)	Calcaires noduleux Petits bancs très siliceux Dalles rousses à Rhynchonelles Marnes grises ou jaunâtres (niveau marneux supérieur).	*Entolium demissus* PHILL. *Grammoceras dispansum* LYC. *Rhynchonella meridionalis* DESL. *Hildoceras bifrons* BRUG.
Domérien (15 m)	Hard ground Banc oolitique Calcaires à chailles beiges Calcaires noduleux roux Marnes grises (niveau marneux inférieur).	*Pseudopecten aequivalvis* SOW. *Amaltheus margaritatus* MONTF.
Carixien supérieur (15 m)	Calcaires gris bleu à rares chailles	*Gryphea cymbium* LAMK. Térébratules.
Hettangien (80 m)	Dolomies bien stratifiées à débit cubique avec lits de marnes vertes	
Rhétien supérieur	Calcaires gris sans fossiles (15 m).	

Ces formations sont bien développées dans le bassin provençal : elles s'étendent avec des variations peu importantes dans un secteur limité au Nord-Ouest par une ligne passant par Flassans, Brignoles, Mazaugues, Signes, Bandol ; et au Sud-Est par la dépression permienne.

Vers le Nord, tandis que la puissance diminue, apparaissent des lacunes qui affectent d'abord le Domérien, puis le Toarcien, et enfin l'Aalénien et l'Hettangien. En bordure du haut-fond du moyen Verdon vers l'Ouest, les lacunes affectent principalement le Toarcien dans les unités allochtones des environs de Marseille. Au Nord-Ouest, les affleurements de Ste-Victoire seront examinés à part.

L'extension géographique des divers étages est donnée par les planches XX, XXI et XXII.

II - La bordure méridionale du haut-fond du moyen Verdon

Le Jurassique inférieur de cette région est caractérisé par une rapide diminution de puissance vers le Nord, avec apparition d'importantes lacunes stratigraphiques. Nous allons examiner rapidement les faciès et l'extension des divers étages (schéma figure 11).

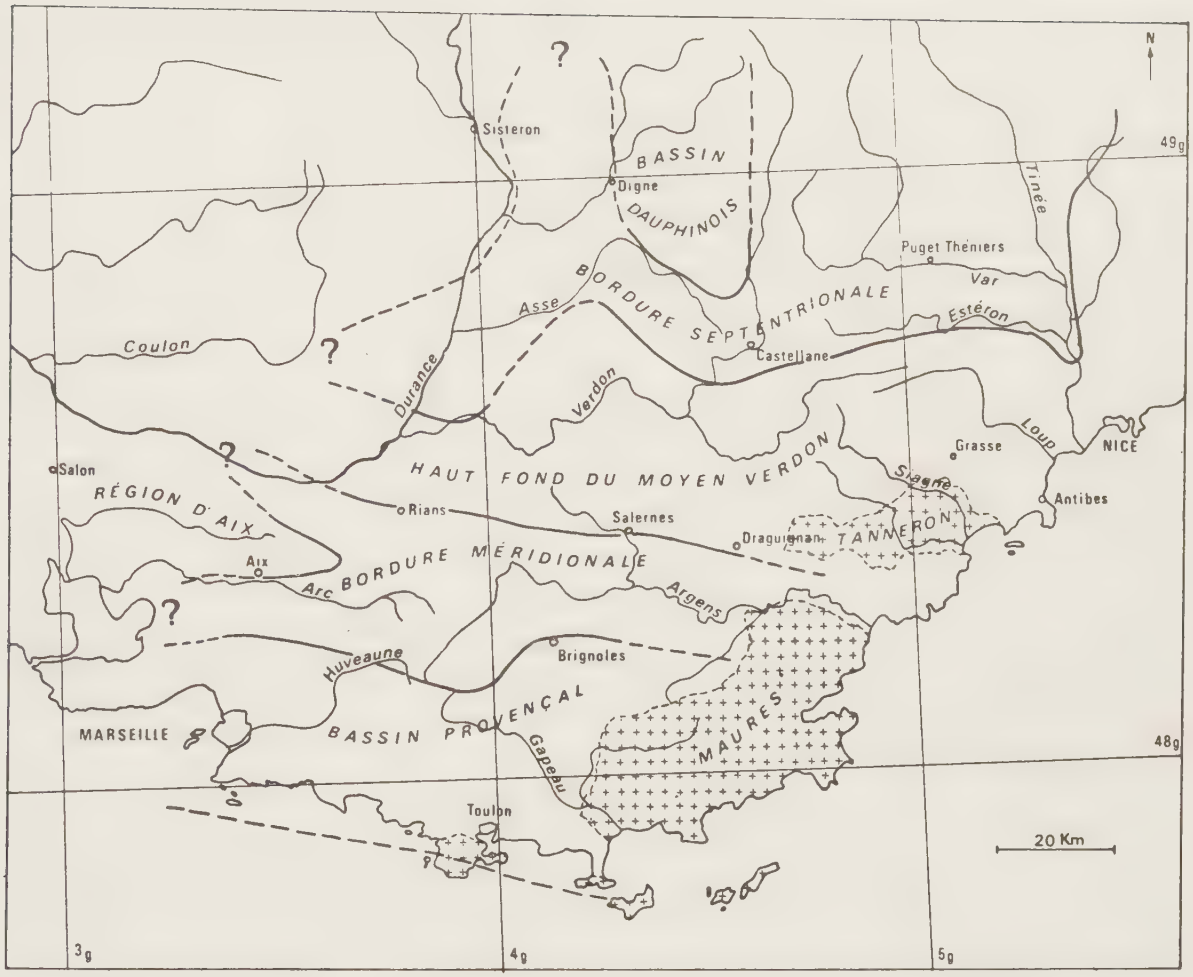


Figure 10 : Les unités paléogéographiques provençales au Jurassique inférieur

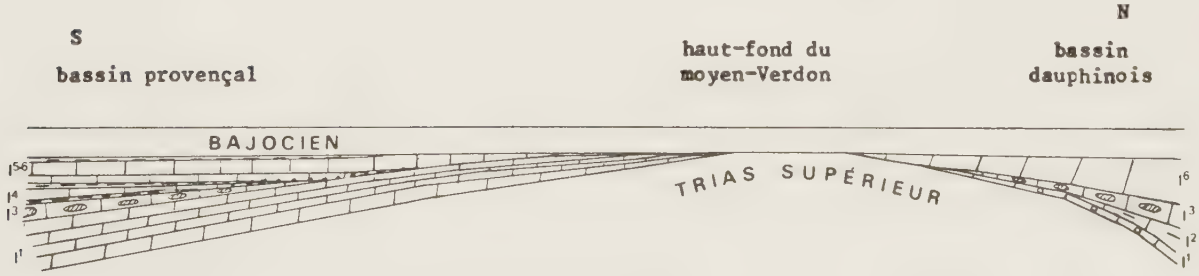


Figure 11 : schéma montrant les variations d'épaisseur des étages du Jurassique inférieur du Sud au Nord : l_2 Hettangien, l_3 Carixien, l_4 Domérien, l_5 Toarcien, l_6 Aalénien.

La formation dolomitique inférieure (Hettangien ?) est très constante depuis Brignoles jusqu'à Rians et Salernes mais elle se réduit et disparaît au Nord d'une ligne Rians, Tavernes, Amphoux, Villecroze, Tourtour (planche XX).

Le Sinémurien est inconnu dans tout le secteur considéré.

Le Carixien supérieur, déjà réduit dans l'Olympe (3 m), à Brignoles, et à Cabasse, disparaît au Nord du synclinal du Val-Le-Thoronet (planche XXI).

les niveaux marneux du Domérien sont absents dans la montagne de la Loube et à Cabasse ; toutefois, dans cette dernière localité, la partie supérieure du sous-étage est formée par des niveaux à oolites ferrugineuses. Enfin quelques bancs calcaires représentent le Domérien supérieur aux environs de Brignoles.

Le Toarcien devient très mince et passe à une formation de calcaires à oolites ferrugineuses (St-Maximin, Les Pallières, Correns, Lac de Carcès, Cabasse, Entrecasteaux) renfermant surtout les faunes de la zone à Bifrons. Cet horizon manque plus au Nord (planche XXII).

L'Aalénien des environs de Brignoles et de Cabasse présente les mêmes caractères que dans les secteurs méridionaux. A. Lanquine a signalé à Brignoles la présence de *Graphoceras concavum* SOW., associé à *Plagiostoma hersilia* d'ORB., ce qui indique le sommet de l'Aalénien. Ailleurs, l'étage ne comporte que des calcaires clairs, souvent dolomitiques, qui n'ont généralement pas fourni de fossiles. Ils disparaissent au Nord d'une ligne Rians, Varages, Rognette, Amphoux, Salernes, Draguignan.

III - Le haut-fond du moyen Verdon

Cette unité est caractérisée au Jurassique inférieur par des dépôts très minces. Le plus souvent le Bajocien calcaréo-dolomitique repose directement sur les assises du Rhétien. Cette disposition est visible depuis le Mont-Major à l'Ouest (Nord-Est de Rians) jusqu'aux environs de Bargemon à l'Est, en passant par Aups et Châteaudouble. Plus loin vers l'Est (Fayence, Grasse, Antibes) réapparaissent des dolomies analogues aux "dolomies hettangiennes" du bassin provençal ; toutefois leur âge n'a jamais été confirmé paléontologiquement. Par contre il n'y a aucune trace des faciès calcaires fossilifères du bassin provençal.

Plus au Nord le Jurassique inférieur manque dans la région des gorges du Verdon, ainsi que dans certains secteurs du pays grassois (en particulier dans la série des Baous). Enfin, même si des dolomies attribuables au Jurassique inférieur existent par places, ce sous-système est le plus souvent inconnu à l'Est du Var et de la Vésubie.

IV - Les séries de la bordure septentrionale du haut-fond du Moyen Verdon

Au Nord de la région que nous venons de décrire, apparaissent de nouveau des assises calcaires peu puissantes se rapportant au Jurassique inférieur. Mais les fossiles sont beaucoup plus rares et la stratigraphie souvent incertaine.

A l'Est du Var et de la Vésubie, le Jurassique inférieur n'est pas représenté alors qu'à l'Ouest ses dépôts se développent dans l'unité du mont Vial, où l'on observe, au-dessus d'un horizon dolomitique (Hettangien ?), des calcaires noduleux bleus à Gryphées (Hettangien supérieur et Sinémurien), surmontés par des calcaires à Crinoïdes (Pliensbachien ?). Le Toarcien et l'Aalénien n'ont pas pu être individualisés dans l'ensemble calcaréo-marneux monotone à *Cancellophycus* qui vient au-dessus.

Plus à l'Ouest, dans le bassin supérieur de l'Estéron, quelques mètres de calcaires roux à chailles, reposant sur le Rhétien (Soleilhas), supportent directement le Bajocien. L'âge de cette formation est imprécis mais paraît pouvoir être attribué au Sinémurien ; toutefois on observe, par places, le Domérien et surtout l'Aalénien calcaire ou ferrugineux (faciès oolitique ferrugineux au Sud d'Ubraye) découvert par J. Debelmas (1961).

Cette zone de faciès réduits et incomplets s'étend loin vers le Nord (Daluis) et vers l'Ouest. A Castillon, au Nord de Castellane, l'Hettangien est calcaire, peu épais, le Sinémurien calcaréo-noduleux et fossilifère est surmonté par des calcaires à chailles (Pliensbachien). Le Domérien, ainsi que le Toarcien et l'Aalénien sont remplacés par une surface durcie ferrugineuse (hard-ground) (planche XXII).

Aux environs immédiats de Castellane, dans les diverses unités tectoniques chevauchantes, les couches du Jurassique inférieur sont réduites en épaisseur, avec des faciès calcaires.

Ainsi, à la base du chevauchement de la Blache, le Toarcien et l'Aalénien sont très minces. Par contre, vers le Sud-Ouest, les cluses du Verdon montrent des successions calcaréo-dolomitiques qui n'ont généralement pas fourni de fossiles : A. Lanquine (1929, p. 110) cite des formes du "Lias moyen" à Taloire, toutefois la majeure partie de ces calcaires, souvent dolomitiques, semble se rattacher à l'Aalénien et au Bajocien inférieur.

A l'Ouest de Castellane, les assises pouvant être attribuées au Jurassique inférieur sont très minces et rarement fossilifères. Une formation dolomitique blanche, très altérée en surface, existe partout surmontant des calcaires à chailles. Mais ces niveaux n'ont sûrement pas le même âge au Nord-Ouest (Chabrières), et au Sud-Est (La Gondole au Nord de Rougon). Ces dolomies seraient aaléniennes mais elles envahiraient le Bajocien vers le Sud (Aiguine). Enfin à Taulanne (entre Barrème et Castellane), le Jurassique inférieur est très mince, sous les calcaires bajociens fossilifères.

Enfin, tout à fait à l'Ouest, on observe dans les environs de Vinon, au-dessus des dolomies du "Lias inférieur", des calcaires dolomitiques à chailles qui n'ont pas fourni de fossiles ; ils se rattachent vraisemblablement au Bajocien, mais il est possible que le Domérien ou l'Aalénien soient en partie représentés.

V - La terminaison occidentale du haut-fond du moyen Verdon

Nous avons vu que le Jurassique inférieur manque totalement au Nord de Rians. Vers l'Ouest, la base de la série jurassique n'apparaît plus à l'affleurement, mais il est possible que cette zone de lacune se prolonge vers la cluse de Mirabeau (les résultats des sondages effectués par la P.R.E.P.A. n'ont pas été publiés). Mais vers le Sud-Ouest, les dolomies inférieures existent dans la charnière anticlinale du Sambuc, et la série se complète rapidement à l'Ouest de Vauvenargues où elle dépasse 400 m de puissance. Une coupe typique est visible au Sud-Est des Bonfillons. On observe de bas en haut :

a) dolomies claires, bien stratifiées, montrant quelques lentilles de calcaires oolitiques sombres qui couronnent également la formation (100 m) ;

b) calcaires à entroques et à chailles (50 m) avec quelques passées de calcaires argileux gris bleuté à Gryphées, représentant le Sinémurien *s.l.* ;

c) puissante formation (près de 150 m) de calcaires à chailles attribuée au Carixien.

d) marnes et calcaires argileux (150 m) renfermant *Amaltheus margaritatus* MONTF. (Domérien inférieur) ;

e) calcaires très siliceux, riches en spicules ; de très rares *Paltopleuroceras spinatum* BRUG. signalant le Domérien supérieur ; le sommet qui renferme *Dactylioceras semicelatum* SIMPS. appartient à la base du Toarcien ;

f) alternances de marnes noires et de calcaires à entroques à faunes du Toarcien inférieur (principalement *Hildoceras bifrons* BRUG).

g) séquence devenant de plus en plus calcaire, passant à des alternances de calcaires noirs et de calcaires argileux gris à *Cancellophycus* n'ayant jamais fourni de faune, attribuable au Toarcien supérieur ou à l'Aalénien ; ce faciès se poursuivant sans interruption au Bajocien qui présente le même faciès.

Cette série, très différente de celle du bassin provençal, s'apparente aux successions de la vallée de l'Asse, en bordure du bassin dauphinois. Il est donc vraisemblable que le haut-fond du moyen Verdon s'abaissait vers l'Ouest, permettant une large communication du bassin provençal avec la mer alpine.

VI - Le bassin dauphinois

Nous n'examinerons sommairement que le bord méridional de cette très importante unité paléogéographique qui s'étend au Nord de la région étudiée et qui est caractérisée par des dépôts très puissants, de teinte sombre. Ce bassin est lui-même accidenté par plusieurs zones hautes dont la principale relie le bord méridional du Pelvoux au haut-fond du Verdon, en passant par La Saulce, Barles et Digne.

Les séries de bordure présentent des caractères particuliers, mais sont généralement complètes. Nous donnerons comme exemple la coupe de Chaudon-Norante au Sud-Est de Digne (E. Haug, 1889, J. Goguel, 1958). On observe de bas en haut :

a) calcaires gris ou noirs bien stratifiés et peu fossilifères (Hettangien) ;

b) bancs noduleux gris bleu à Gryphées devenant plus calcaires vers le haut, à faunes du Sinémurien *s.s.*; la partie supérieure, formant relief, étant attribuée au Lotharingien ;

c) calcaires à chailles formant une falaise rousse caractéristique (Carixien) ;

d) marnes grises pyriteuses avec des cordons de nodules calcaires renfermant de rares faunes du Domérien inférieur ;

e) niveau calcaire souvent siliceux (Domérien supérieur) ; il faut noter l'analogie avec la région de Vauvenargues en Provence occidentale ;

f) banc de calcaire argileux, très mince, renfermant la faune du Toarcien supérieur ;

g) marnes noires assez puissantes renfermant *Pleydelia aalensis* (ZIETEN) caractéristique du Toarcien terminal (Aalénien inférieur au sens de Haug) ;

h) calcaires argileux noirs à joints plus marneux à faune de l'Aalénien ; passant progressivement au calcaire argileux du Bajocien.

Vers le Nord, les diverses formations s'épaississent, mais restent différenciées jusque vers la Robine. Plus loin, les limites deviennent floues et la puissance augmente considérablement.

Par contre, vers l'Est, si les faciès de calcaires noirs plus ou moins argileux se poursuivent jusqu'au massif du Mercantour, au Toarcien - Aalénien, la puissance est beaucoup

plus faible. Des lacunes importantes apparaissent au-dessus de l'Hettangien qui présente des faciès variés, souvent en partie dolomitiques. Ces derniers sont surmontés par les "calcaires à Gryphées" (Hettangien supérieur et Sinémurien), puis par les calcaires noirs, souvent argileux à chailles qui sont attribués sans preuves au "Lias moyen et supérieur". En fait il est probable qu'il s'agisse surtout de l'Aalénien.

Ces faciès peu puissants, autrefois désignés sous le terme d'ultra-dauphinois, se lient en fait de façon progressive à la bordure septentrionale du haut-fond du moyen Verdon, et aux faciès provençaux.

Le trait marquant de la région étudiée est constitué au Jurassique inférieur par le haut-fond du moyen Verdon qui, très étendu à l'Est, s'abaisse progressivement à l'Ouest. Ce haut-fond se raccorde probablement au Nord à la crête qui prolongeait au milieu du bassin dauphinois le "dôme de la Mure".

II. ETUDE DES COUPES

A - LE BASSIN PROVENCAL

Les affleurements du Jurassique inférieur sont très étendus en Provence méridionale à l'Est de la grande cuvette synclinale du Beausset. Toutefois les coupes complètes et peu tectonisées sont rares. Les meilleures successions sont visibles dans les collines qui dominent la dépression permienne entre Solliès-Pont et Carnoules. Ces assises jurassiques, qui se rattachent à l'auréole orientale du synclinal du Beausset, présentent des pendages faibles vers le Nord ou le Nord-Ouest et ne sont accidentées que par quelques failles.

Deux coupes assez voisines permettront de donner une succession complète du Jurassique inférieur du bassin provençal. Les variations et l'extension des diverses formations seront ensuite précisées.

I - Coupes de Cuers et de Puget-Ville

Le Jurassique inférieur est très étendu dans les collines qui dominent Cuers, mais les affleurements sont le plus souvent masqués par des cultures ou des murettes très anciennes où les anciens auteurs ont récolté les nombreux fossiles étudiés par A. Lanquine. Quelques carrières abandonnées entaillent les bancs calcaires, mais les niveaux marneux qui ne sont pratiquement jamais visibles sauf dans les tranchées de routes, ont en général été négligés.

Les assises du Jurassique inférieur sont entaillées au Nord-Est de Cuers par les deux routes qui permettent d'observer une bonne succession.

Toute la série affleure le long de la D 12 (entre Puget-Ville et Rocbaron), du point de coordonnées x = 906,700, y = 116,520 (figure 12).

La coupe de la D 12 permet de bonnes observations sur les dolomies inférieures ; on observe de bas en haut la succession suivante, représentée sur la planche III :

1 *Bancs d'intrasparites fines de teinte grise.(30 m).* **Elles sont légèrement dolomitiques et affleurent directement au contact tectonique du Keuper ou du grès bigarré. Ces bancs se rattachent au sommet du Rhétien.**

2 *Alternances de dolomies blanchâtres et de dolomies en plaquettes.* **Ces dernières renferment des lits marneux jaunâtres ou verdâtres (20 m).**

3 *Dolomies souvent poreuses, bien stratifiées.* **Les bancs ont entre 20 et 50 cm d'épaisseur et sont séparés par des joints marneux verdâtres.**

4 *Lit de marne dolomitique verdâtre (0,75 m).*

5 *Dolomies beiges ou blanches, en gros bancs.*

6 *Banc de pelsparite rosée, parfois dolomitique (1 m).* Ce banc existe également sur la D 43, au Nord de Cuers ; sa surface supérieure montre des encroûtements ferrugineux et des perforations (*hard-ground*).

Cette formation dolomitique est généralement attribuée à l'Hettangien par analogie avec des couches de même faciès, mais datées, du Causse du Larzac (Collot, 1880). Elle n'a pas fourni de fossiles.

J_{2b} Bathonien: calcaires oolitiques.

J_{2a-1b} Bajocien supérieur et Bathonien : marno-calcaires.

l_6 Aalénien : calcaires.

l_5 Toarcien : calcaires à chailles et marnes.

l_4 Domérien et Carixien : calcaires et marnes.

l_2 Hettangien : dolomies à débit cubique.

l_1 Rhétien.

Figure 12 : les affleurements du Jurassique inférieur au Nord-Est de Cuers.

La coupe des calcaires sus-jacents affleure mieux le long de la D 43 (Cuers - Rocbaron) où l'on observe la succession suivante qui est détaillée sur la planche IV.

1-2 *Pelsparites blanches ou rosées (1 m).* Elles surmontent des dolomies en gros bancs. Les allochems (LM 1108) comportent des petits intraclastes de micrite, quelques débris de tests de Lamellibranches, des oncolites (Codiacées très recristallisées) et des coprolithes de Crustacés. De très rares Foraminifères (*Verneuilinidae*, petits *Lituolidae*, *Nodosaria* sp.) ne sont pas caractéristiques. Ce banc, qui se termine par une surface durcie avec enduits ferrugineux et perforations est attribuable au sommet de l'Hettangien et correspond au niveau (6) de la coupe levée sur la D 12. Le "*hard-ground*" matérialise la lacune du Sinémurien *s.l.*

3 *Biomicrite dolomitique grise (1 m) à petits débris de Crinoïdes et de Brachiopodes*

4-7 *Biopelmicrites grises en gros bancs à Gryphea cymbium* LAMK. Les allochems (LM 1112) sont surtout constitués par des articles de Crinoïdes et des fragments de tests "fibreux" (Brachiopodes). On trouve plus rarement des tests fins de Lamellibranches, des sections de Gastéropodes et des spicules en Y. La présence de *Gryphea cymbium* LAMK, permet d'attribuer ces bancs (à partir du niveau 3 au Pliensbachien inférieur (Carixien).

8-11 *Biomicrites très recristallisées à allochems jointifs (6 m).* Ce faciès, très caractéristique, montre des débris anguleux de tests fibreux et des articles de Crinoïdes accumulés pratiquement sans ciment micritique (LM 1118). Le remaniement des allochems par les courants reste faible, car on n'observe ni graded-bedding, ni stratifications entrecroisées ou obliques. Les joints sont très ondulés. Des rostres de Belemnites sont visibles à la surface des bancs. Les grandes valves de Gryphées sont parfois très abondantes (base du banc 11 qui montre des joints très ondulés.

12 *Plaquettes ondulées jaunes ou rousses.* Elles contiennent de nombreux grains de glauconie (1,60 m). En profondeur la teinte est gris bleuté. Le ciment (LM 1120) est abondant, les allochems non usés, anguleux, souvent assez gros (1,5 mm) : articles de Crinoïdes, débris d'Echinides, fragments de tests fibreux ; quelques Foraminifères peu caractéristiques (Verneuilinidae, Nodosariidae).

La limite Carixien - Domérien se place sans doute à ce niveau.

13-14 *Niveau marno-calcaire (5 m).* Il affleure très rarement en dehors des tranchées de routes. La base est formée de marnes grises un peu micacées, noduleuses. Elles ont fourni dans le front de taille d'une carrière située au Nord - Nord-Ouest du Canadel (point de coordonnées x = 906,840, y = 118,300), un exemplaire en bon état de *Amaltheus margaritatus* MONTFORT (Domérien inférieur). Ces marnes sont surmontées par des calcaires argileux gris, coupés de bancs et de cordons de nodules calcaires gris foncé : biomicrites (LM 1121) à ciment très abondant ; les allochems sont petits : débris de tests, petits quartz détritiques, rares grains de glauconie.

15-16 *Gros bancs de calcaires roux séparés par des lits plus marneux.* Ce sont des biomicrites dont les allochems sont peu remaniés : articles de Crinoïdes, débris de tests (Brachiopodes, Lamellibranches à couche prismatique épaisse). Les Foraminifères restent peu variés : à côté des *Nodosariidae*, apparaissent de rares *Glomospira* sp. et *Involutina* sp. (LM 1123). Entre les niveaux 15 et 16, la coupe est interrompue par un petit vallon (pont de la route). Cet ensemble se termine par un gros banc (1,50 m) entièrement formé de nodules roux de biomicrite très recristallisée à ciment très peu abondant. Les allochems sont toujours des articles de Crinoïdes et des débris de tests.

17-18 *Bancs de calcaires beige clair renfermant de nombreuses chailles de teinte claire (5 m).* Les joints sont ondulés et très irréguliers. Le microfaciès est une biomicrite à allochems jointifs. Le ciment, très peu développé, ne forme plus que des petits intraclastes qui peuvent résulter de la recristallisation. On n'observe pas de triage net des débris et leur usure mécanique est faible. Ce sont surtout des articles de Crinoïdes et des tests fibreux (Brachiopodes et parfois Lamellibranches). De nombreux débris sont silicifiés. Les Foraminifères sont toujours rares : *Nodosariidae*, rares *Glomospira* sp., petits *Lituolidae*, *Involutina* sp.

19 *Banc massif (1,50 m) de bio-oosparite claire.* Les allochems sont usés et certains (tests) sont rangés parallèlement à la stratification. Au microscope (LM 1031), on observe surtout des oolites bien développées (5 à 6 couches) mais à "texture floue" des fragments de tests fibreux, quelques intraclastes de micrite du type *lumps*, de très rares Foraminifères (*Hemigordius* sp.). La surface supérieure de ce banc est très corrodée et enduite de limonite. Elle est bien observable sur un sentier situé en contrebas de la route où elle montre

des perforations et des petits tests d'*Ostrea* sp.. Ce *hard-ground* marque un arrêt de la sédimentation, le fond étant balayé par de forts courants.

20 *Marnes grises ou jaunâtres (2,40 m), plus calcaires au sommet.* Elles affleurent uniquement au bord de la route, dans une petite excavation, et elles renferment des petits quartz, quelques paillettes de muscovite et des débris d'Echinides mais pas de Foraminifères (lavage 1132).

21 *Bancs irréguliers de calcaires gris-bleu à patine rousse coupés par des joints noduleux.* La surface des bancs très ondulée, montre de nombreuses valves de *Rhynchonella meridionalis* DESL. Ce niveau a fourni, sur la coupe de la D 12 au Nord du Canadel, des débris d'*Hildoceras* cf. *bifrons* BRUG. indiquant le Toarcien inférieur. Le microfaciès (LM 1134) est une biomicrite dont les allochems sont presque jointifs : articles de Crinoïdes avec auréoles de recristallisation ; rares grains de glauconie altérée et de phosphates.

22-24 *Gros bancs calcaires gris (pelmicrite avec rares débris de tests) alternant avec des calcaires argileux noduleux de même teinte.* On observe quelques grains de glauconie. Ce niveau est marqué par l'apparition (LM 1137) de petits *Nubeculariidae* libres, associés à la microfaune de *Nodosaria* sp., *Cristelaria* sp. et *Spirillina* sp.

25-26 *Gros bancs de calcaires gris beige ou jaunâtres.* Ils renferment des chailles abondantes. La partie inférieure présente des petits litages entrecroisés d'échelle centimétrique ; elle est formée de biopelmicrite, avec débris organiques anguleux : tests fibreux, tests fins, articles de Crinoïdes. Ce faciès à tests fins ("filaments des auteurs") va se développer à l'Aalénien, puis au Jurassique moyen. La partie supérieure est formée de gros bancs dont les joints, ondulés et très irréguliers, sont souvent couverts de valves de Térébratules et d'*Ammusium* sp., (Microfaciès de biopelmicrites à tests fins (LM 1144) avec quelques grains de glauconie).

27 *Gros bancs de biopelmicrite se débitant en nodules irréguliers, renfermant quelques chailles.* Des petits oncolites sans structure algale nette (Cyanophycées apparaissent. Au-dessus, un ensemble de bancs calcaires gris-beige ou parfois rougeâtres (6 m), présentent souvent une structure concrétionnée. Les joints sont très irréguliers, les microfaciès variés. A la base (LM 1147), la texture est complexe : des zones micritiques concrétionnées (Cyanophycées?) sont entourées de biopelsparite. Le ciment est irrégulièrement recristallisé. Les débris organiques ne paraissent pas remaniés. On observe également des "nodules" micritiques très riches en spicules calcifiés qui marquent sans doute l'emplacement de Spongiaires. La partie moyenne est marquée par un gros banc de biosparite dont les allochems sont rangés parallèlement aux plans de stratification : tests fibreux (Brachiopodes), tests fins, Foraminifères (*Nodosaria, Cristellaria, Glomospira*), nodules cf. *Nubecularia*. Au sommet, banc de biolithite grise ou rougeâtre d'aspect concrétionné, renfermant des Polypiers (formes isolées), des Bryozoaires et des colonies d'Annélides. Les organismes non remaniés sont cimentés par de la micrite qui peut être d'origine algale (LM 1148). Par place le ciment est largement cristallisé. Ce faciès de calcaire construit ne forme pas de biohermes ni de récifs, mais se présente en petites lentilles allongées et peu épaisses (10 à 20 cm).

28-29 *Calcaires bruns à beige clair (8 m).* Ils deviennent parfois un peu dolomitiques et sont coupés par des joints ondulés très irréguliers. Ils renferment de nombreuses chailles. Les biomicrites 1150 ont un ciment abondant et des allochems principalement formés par des débris de tests recristallisés, quelques oncolites (Cyanophycées) et des *Nubecularia*. La partie supérieure, des biopelmicrites montrent des allochems beaucoup plus petits. L'ensemble renferme des petits grains de glauconie, sans doute remaniée.

30 *Faciès très variés, changeant à chaque banc.* Ce sont d'abord des lits de biomicrites à oncolites et de biolithite à Bryozoaires (avec quelques Polypiers) ; puis des lentilles construites blanches (1 m) très recristallisées. Le microfaciès (LM 1156) est complexe ; le ciment se présente comme une dismicrite d'aspect "tacheté" pouvant être d'origine algale avec des sections très recristallisées de Bryozoaires, d'Annélides et des nodules d'Algues filamenteuses cf. *Symploca*.

31-33 *Petits bancs de calcaires un peu argileux à joints ondulés.* Ils sont formés de biomicrites renfermant de la glauconie et des allochems non remaniés souvent imprégnés de limonite (oncolites, tests). Un gros banc de biomicrite à chailles, bien visible, est surmonté par une nouvelle série de petits lits noduleux un peu argileux, gris ou beige foncé. Ce niveau est caractérisé par l'abondance des débris encroûtés et des oncolites souvent imprégnés de limonite. La glauconie est abondante dans certains bancs. Le sommet de cette formation complexe, dont la puissance est d'environ 8 m, est constitué par des petits bancs qui affleurent au col 422,9. Cet ensemble est plus épais dans la coupe levée sur la route D 12 où il a fourni des faunes de l'Aalénien : *Ludwigia arcitenens* S. BUCKM., *Plagiostoma hersilia* d'ORB.

34 Horizon calcaire ferrugineux (Bajocien inférieur).

Il est difficile de placer sur cette coupe la limite Toarcien - Aalénien car les Ammonites sont rares. Si la présence d'*Harpoceras (Leioceras) opalinum* REIN. signalée par A. Lanquine (1929) dans les calcaires à chailles (bancs 28-29) était confirmée, cette formation marquerait le début de l'Aalénien. Le sommet est par contre très net, avec les bancs calcaires durs à *Sonninia sowerbyi* du Bajocien inférieur.

II - Conclusion, principaux microfaciès caractéristiques

L'étude de la coupe levée en bordure de la D 40 (planche IV) permet de décrire avec précision les formations du Jurassique inférieur du bassin provençal. Certains microfaciès paraissent présenter une certaine valeur stratigraphique qui est confirmée par l'étude d'autres coupes. La répartition des microfaciès, l'allure de la courbe lithologique, la présence éventuelle de minéraux détritiques (quartz, argile) ou authigènes (silice, glauconie, phosphates) et de la microfaune permettent des comparaisons entre les diverses coupes étudiées. Un certain nombre de formations caractéristiques peuvent ainsi être mises en évidence.

a) Les dolomies blanches, à débit en cube, constituent la base de la série jurassique. Leur puissance est d'environ 70 m. Elles sont caractérisées par la présence de joints marneux jaunes ou vert clair. Au sommet, se trouve un petit niveau caractéristique d'intrasparite ou de pelsparite claire à débris d'Algues et coprolithes de Crustacés. Cette formation est attribuée à l'*Hettangien* sans preuves paléontologiques.

b) Au-dessus, les calcaires gris ou gris-bleu à *Gryphea cymbium* se caractérisent sur le terrain par de gros bancs limités par des joints ondulés. La puissance est d'environ 12 m. Le microfaciès dominant est surtout constitué par des biomicrites à articles de Crinoïdes et débris de tests fibreux jointifs. Dans la moitié supérieure apparaissent quelques petits quartz, de la glauconie, des silicifications et de très rares grains phosphatés. La microfaune (petits *Verneuilinidae, Nodosariidae)* ne montre pas de formes caractéristiques. Cette formation est attribuable au *Carixien* à cause de sa situation sous la zone à *Margaritatus*. L'étude séquentielle ne donne pas pour ces unités inférieures de résultats nets. On peut seulement remarquer une séquence à tendance négative (passage des dolomies aux calcaires, multiplication des joints au sommet) annonçant l'épisode terrigène du Domérien inférieur.

c) Un niveau marneux est constitué par des marnes noduleuses coupées par des bancs de calcaire gris foncé. L'épaisseur est faible (5 m) et cette formation affleure très rarement. Les éléments terrigènes (quartz, argiles) sont plus abondants, tandis que les débris d'origine biologique sont rares. La séquence est nettement positive malgré des oscillations marquant des amorces de rythmes (séries pararythmique). Nous avons déjà précisé que cette formation est d'âge *Domérien inférieur*.

d) Au-dessus se place une formation calcaire complexe dont la puissance est d'environ 10 m. Elle est caractérisée sur le terrain par la présence, à la partie inférieure, de bancs calcaires irréguliers roux avec joints calcaréo-marneux, et à la partie supérieure par des calcaires très clairs renfermant de nombreuses chailles. Un banc noduleux caractéristique se situe au milieu de la formation.

Le microfaciès le plus fréquent est, là encore, constitué par des biomicrites avec articles de Crinoïdes jointifs , avec quelques lits riches en débris de tests. Des faciès remaniés apparaissent surtout à la partie supérieure. Il faut noter la rareté de la pyrite, l'abondance de la silice et la présence de la glauconie (surtout à la base). La microfaune est voisine de celle du Carixien, avec toutefois quelques *Lituolidae* (indéterminables) et l'apparition de *Glomospira* sp.

e) Le sommet de cette "barre" calcaire est formé par des oosparites très caractéristiques (2 m) (calcaire oolitique de Solliès-Toucas). La microfaune, très pauvre, montre une forme assez caractéristique à test porcelainé, que nous avons attribuée à *Hemigordius* sp. (cette forme a parfois été rapportée à de petites *Vidalina* sp.). Ce faciès indique la présence de courants responsables de la formation des oolites. Les niveaux (d) et (e) sont attribués au Domérien supérieur.

f) Au-dessus se place un deuxième horizon marneux qui marque la base du Toarcien. Il n'est malheureusement presque jamais visible en affleurement. Les quartz sont abondants et marquent un nouvel épisode terrigène.

g) Les dalles calcaires rousses à *Rhynchonella meridionalis* surmontent les marnes et constituent une dernière récurrence des biomicrites à articles de Crinoïdes jointifs qui ne se développent généralement que dans les étages inférieurs du Lias. Elles supportent des biomicrites à ciment abondant, tests fins et tests fibreux. Le quartz devient très rare, la glauconie localement abondante. On assiste à l'apparition des *Nubecularia*. La séquence est ici nettement positive malgré quelques oscillations.

h) La formation calcaire sus-jacente ne montre pas de subdivisions nettes (22 m). Sur le terrain on distingue les niveaux inférieurs, de teinte claire, très siliceux, à petits joints irréguliers, les bancs moyens à structure concrétionnée avec quelques lits à Polypiers et Bryozoaires et les lits supérieurs, de teinte brune, très siliceux (chaille à cassure sombre). Le microfaciès le plus fréquent est formé de biomicrites à fragments de tests de Lamellibranches (dont beaucoup de tests fins), avec des pellets. Il s'y ajoute dans les bancs moyens et supérieurs des oncolites (Cyanophycées et Foraminifères encroûtants du type *Nubecularia*). Les bancs moyens sont très nettement caractérisés par la présence de lentilles de biolithites, où Bryozoaires et Polypiers sont associés à des Algues, malheureusement non conservées. Les structures concrétionnées ne montrent au microscope que des plages micritiques très fines mais aucune trace de couches alternativement claires et sombres du type Stromatolithe comme les oncolites. Les minéraux d'origine terrigène sont très rares (petits quartz), mais la glauconie est fréquente. La microfaune reste pauvre : *Nodosariidae*, quelques *Glomospira* sp. (moitié supérieure), *Spirillina* sp., *Lituolidae* (dans les lentilles de calcaire construit). Du point de vue stratigraphique, aucun critère lithologique ou micropaléontologique ne permet de tracer la limite entre le Toarcien et l'Aalénien ; la position de la limite des deux étages, basés sur les découvertes paléontologiques de A. Lanquine (1929), reste discutable.

i) Au sommet, les faciès varient très rapidement et des bancs noduleux sont fréquents. Nous avons regroupé ces bancs dans la formation des calcaires argileux terminaux qui renferment souvent (A. Lanquine, 1929) *Plagiostoma hersilia* d'ORB. et qui affleurent en général sur le revers de la cuesta déterminée par les couches calcaires résistantes. Le microfaciès est assez constant : ce sont surtout des biomicrites à oncolites et fragments de tests fibreux (surtout Lamellibranches). Les grains de quartz sont pratiquement absents ; la glauconie est localement très

abondante ainsi que les silicifications. La microfaune ne présente pas de particularités remarquables. Par places, on note des lentilles de biolithites claires, presque blanches, à Bryozoaires, Annélides et Polypiers isolés, faciès qui se développe plus au Nord. Le contact avec les bancs durs du Bajocien inférieur n'est pas visible. Dans cette formation qui semble se rapporter à l'Aalénien supérieur d'après A. Lanquine (zone à Concavum), la séquence est à tendance négative et les joints se multiplient, ce qui avec les rapides variations de faciès, annonce un changement du régime sédimentaire.

En résumé, *les formations lithostratigraphiques définies par l'étude des microfaciès ne correspondent généralement pas aux étages ;* mais on les retrouve dans les autres coupes du bassin provençal, ce qui permet de les cartographier. Parmi les faciès caractéristiques qui pourraient servir à l'étude de sondages, on peut citer *le développement des biomicrites à allochems jointifs au Pliensbachien et au Toarcien inférieur, les biomicrites à tests fins et oncolites au Toarcien et à l'Aalénien, la présence de faciès autochtones non remaniés, parfois construits, au Toarcien supérieur et à l'Aalénien.* On citera également *la présence des deux horizons marneux du Domérien inférieur et du Toarcien inférieur* qui, lorsqu'ils sont visibles, constituent de bons repères (ils ont été confondus par les auteurs, notamment A. Lanquine). Enfin *le banc oolitique du Domérien terminal* n'avait jamais été signalé précédemment.

III - Extension et variations des formations dans le bassin provençal

1°) A L'EST DE CUERS

A l'Est de Cuers, le Jurassique a été érodé, c'est pourquoi il n'y a pas de coupes à l'exception de la succession déjà citée de la D 12 entre Puget-Ville et Rocbaron. La coupe (planche III) n'est pas complètement observable à cause d'un recouvrement végétal assez important sur les bancs marneux. De plus, la présence de petits replis peu accusés, indiqués par les variations de pendage, ne permet pas une mesure précise des épaisseurs. Toutefois, la puissance totale des formations calcaires semble plus importante (100 m) que dans la coupe levée sur la D 43 (62 m). Les niveaux calcaréo-marneux sont plus épais et plus nombreux ; corrélativement les formations de calcaires oolitiques manquent et les niveaux concrétionnés sont peu développés. Au-dessus des dolomies et calcaires clairs (6), décrits p. 65 , on observe de bas en haut les formations suivantes :

7 *Calcaires gris-bleu à Gryphea cymbium.* **Ils affleurent dans une petite carrière située en bordure de la route. Le faciès est le même qu'à Cuers, mais il faut signaler des bancs de biosparites à tests fibreux (Brachiopodes) souvent silicifiés, rangés parallèlement aux plans de stratification (LM 86).**

8 *Petits bancs ondulés de teinte rousse.* **Ils affleurent au sommet du front de taille et sont formés de biomicrite (= niveau 12 de Cuers). Ils sont surmontés par les marno-calcaires gris masqués par la végétation (Domérien inférieur).**

9 *Bancs de calcaires roux à chailles.* **Ils sont formés (LM 91) de biomicrite à ciment peu abondant renfermant des tests fibreux, des articles de Crinoïdes, de la glauconie et des Foraminifères (*Glomospira* sp. et petits *Nubecularia* sp.). Ces bancs peuvent être parallélisés avec les niveaux 15 et 16 de la coupe de Cuers. Les bancs calcaires du Domérien supérieur (calcaire clair à chailles, calcaires oolitiques) n'affleurent pas. Ils sont sans doute supprimés par une petite faille qui se situe dans le vallon que la route franchit sur un pont (ouest du point coté 396,6). Par contre les marnes de la base du Toarcien sont masquées par la route et la végétation.**

10 *Dalles à Rhynchonella meridionalis.* **Elles sont bien visibles au bord de la route à la sortie** nord du petit pont où elles ont fourni des débris d'*Hildoceras* sp. Le microfaciès est très

voisin de celui du banc 21 de la coupe de la D 43 (LM 93).

11 *Petits bancs de calcaires très siliceux à chailles*. Ils sont moins variés et plus épais que le long de la D 43, et renferment des joints calcaréo-marneux ou noduleux. Ce sont surtout des biopelmicrites de teinte très claire (beige à crème) renfermant de très nombreuses chailles. En lame mince on observe une recristallisation importante et de très nombreuses silicifications qui montrent parfois du quartz de néoformation (LM 96). Les allochems sont très petits (Crinoïdes, tests fibreux et fins, pellets). La glauconie souvent altérée est assez fréquente (LM 95). Vers le haut apparaissent des *Glomospira* sp. et des petits nodules de *Nubecularia*.

12-13 *Biomicrite beige clair à petits oncolites*. Elles constituent la partie terminale de la formation calcaire et renferment des tests fibreux et fins (Lamellibranches) et des articles de Crinoïdes. Il peut s'agir d'un équivalent du niveau 27 de la coupe de Cuers. Il faut signaler ici (LM 98) l'abondance des *Nubecularia*.

14 *Marno-calcaires noduleux gris*. Cette formation n'a pas été observée dans la coupe levée sur la D 43, où elle est masquée (non vu entre *27* et *28*) ou supprimée par une faille. Il est ici très difficile de placer la limite Toarcien - Aalénien en l'absence d'Ammonites.

15 *Calcaires argileux gris alternant avec des biopelmicrites beiges*. Ces dernières renferment des débris de tests fibreux ou fins très petits, encroûtés par des Cyanophycées et des *Nubecularia* (LM 99). On observe quelques silicifications et de rares grains de glauconie. Plus rarement existent des colonies d'Annélides et des Bryozoaires. Il ne semble pas possible de donner la correspondance détaillée de ces bancs avec les niveaux observés le long de la D 43. Un niveau remarquable, à grosses miches ellipsoïdales, marque le sommet de cette formation calcaréo-marneuse.

16 *Banc dur* (5 à 7 m) *formé de biomicrites grises à mouchetures jaunes*. Elles renferment des chailles sombres. Les joints sont un peu ondulés et renferment des nodules très aplatis. On observe, à l'intérieur des bancs, de très fins litages entrecroisés (d'échelle centimétrique). Au microscope apparaissent de petits allochems : spicules siliceux, tests fins, pellets et quelques petits quartz ; les silicifications sont fréquentes, la microfaune est banale : *Nubecularia*. Ce calcaire peut correspondre soit au niveau *29* soit peut-être au banc *32*, stratigraphiquement plus élevé, de la coupe de Cuers.

17 *Alternances de calcaires gris noduleux et de calcaires argileux*. Ces derniers se débitent en plaquettes qui montrent quelques empreintes de *Cancellophycus*. Cette formation, est caractérisée par *Plagiostoma hersilia* d'ORB.

18 *Banc calcaire ferrugineux* (Bajocien inférieur).

En se dirigeant vers l'Est, on assiste donc à un épaississement de la série calcaire du Jurassique inférieur qui devient plus marneuse, surtout à la partie supérieure. Mais l'érosion de la couverture du massif des Maures, tout proche, ne permet pas d'observer vers le Sud-Est le développement de ces faciès.

2°) VALLEE DE L'ISSOLE

Les formations du Jurassique inférieur affleurent plus au Nord dans l'axe anticlinal Forcalqueiret - Ste-Anastasie. Une tranchée rectifiée de la route D 15 montre une bonne coupe du Pliensbachien et de l'Hettangien. On observe d'Est en Ouest la succession suivante donnée en partie par la figure 13.

1 *Calcaires gris-clair* (Rhétien supérieur). Ils sont visibles dans le virage situé à l'Est du point coté 311,9).

2 *Dolomies blanches à débit cubique*. Elles paraissent réduites tectoniquement. On ne retrouve pas au sommet (virage coté 292,9), le banc de pelsparite à coprolithes de Crustacés.

3 *Calcaires gris bleu à Gryphea cymbium*. Ils sont localement dolomitisés à la base et leur puissance est d'environ 8 m. Ils sont surmontés par des biomicrites glauconieuses en plaquettes ondulées (1,50 m).

5 *Niveau marneux inférieur (5,50 m).* Il est divisé en deux parties par un banc de calcaire gris à débit en miches (1,50 m). Les marnes (qui affleuraient avant la construction d'un mur), sont grises ou brunes et renferment des nodules calcaires. Elles sont couronnées par un banc de biomicrite argileuse à tests entiers de Brachiopodes.

6 *Formation calcaire supérieure (10 m).* La base est formée par des gros bancs de calcaires gris-bleu à patine rousse (biomicrites à tests et entroques) alternant avec des lits calcaréo-marneux noduleux. La partie supérieure montre des bancs à joints irréguliers ou ondulés de biomicrite avec chailles abondantes. La surface des bancs montre de nombreuses valves de *Pseudopecten* sp. Ainsi que des tiges de Crinoïdes dont les articles sont encore en connexion. Le dernier banc visible, qui montre des vestiges de hard-ground, est formé par une biomicrite beige, un peu dolomitique, qui renferme de nombreux Foraminifères pouvant être attribués à *Hemigordius* sp. ; Le faciès est un équivalent latéral du banc calcaire oolitique de Solliès-Toucas.

7 *Niveau marneux supérieur.* Il n'affleure pas mais son existence est probable (champ cultivé au fond d'un vallon). Les calcaires toarciens forment une petite butte portant une bastide.

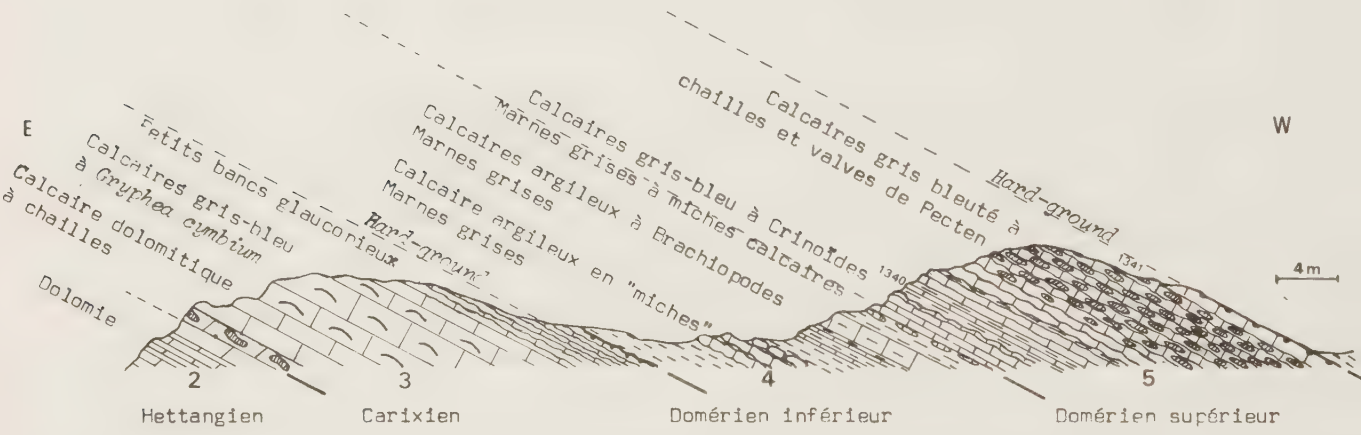


Figure 13 : Coupe partielle du Jurassique inférieur à l'Est de Forcalqueiret.

On retrouve donc ici, en ce qui concerne le Carixien et le Domérien, une succession très semblable à celle étudiée au Nord de Cuers. On remarque seulement une légère réduction de l'épaisseur totale et la disparition du banc oolitique au sommet du Domérien. Il n'existe cependant pas de bonne coupe des calcaires sus-jacents où il semble cependant que, d'après A. Lanquine les zones inférieures du Toarcien et l'Aalénien soient représentées.

3°) VALLEE DU GAPEAU

A l'Ouest de Cuers, les assises du Jurassique inférieur affleurent très largement dans la moyenne vallée du Gapeau où elles forment des cuestas caractéristiques. Les dolomies inférieures donnant des pentes régulières sont surmontées par trois petites falaises correspondant aux niveaux durs : calcaires à *Gryphea cymbium*, bancs à chailles toarciens et calcaires siliceux aaléniens. Mais les bonnes coupes sont rares car les carrières abandonnées, très fréquentes, n'entaillent que les bancs durs. Nous avons sommairement étudié la tranchée d'un chemin taillée depuis peu, au Nord-Ouest de Solliès-Toucas entre le premier virage de la route de Valaury (point coté 103,9) et le col 274,4 . En montant, il recoupe successivement les calcaires gris

du Rhétien supérieur, ici très dolomitiques (20 m), les dolomies blanches à débit cubique, bien stratifiées (110 m) et atteint les calcaires 200 m avant le col 274,4. On observe de bas en haut (figure 14) :

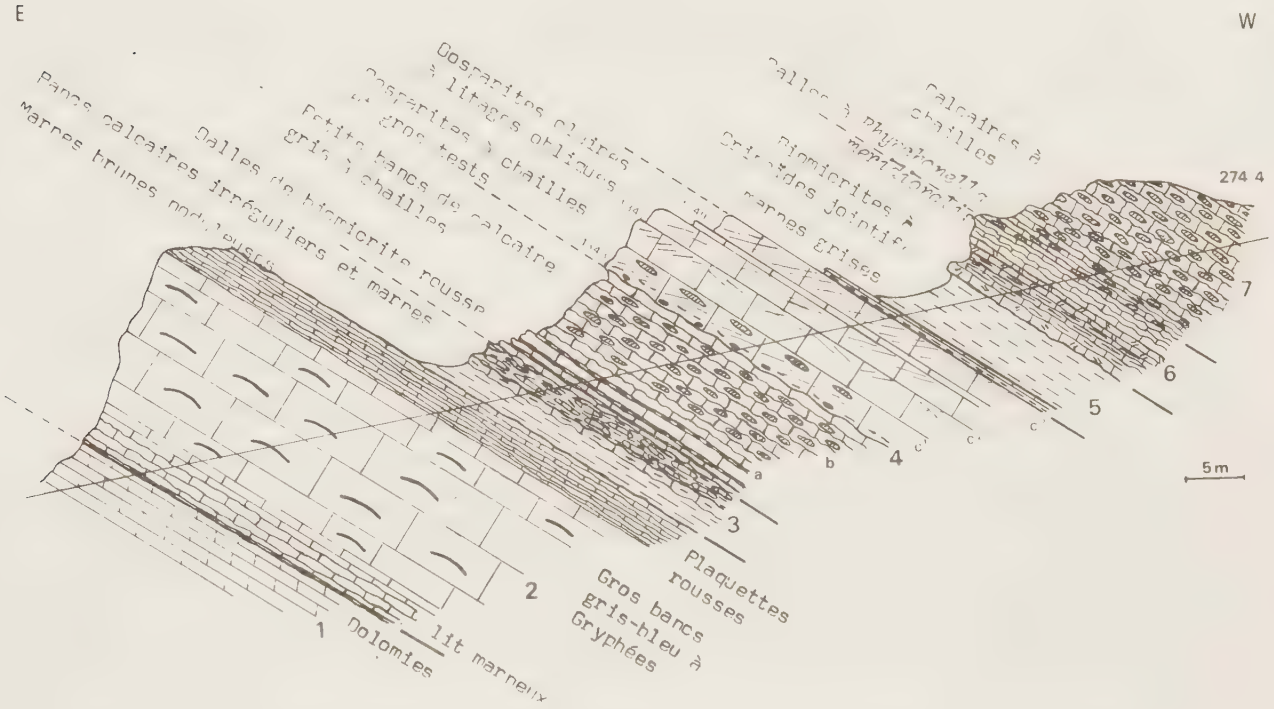


Figure 14 : coupe d'une partie du Jurassique inférieur au Nord-Ouest de Solliès-Toucas
1 Hettangien, 2 Carixien, 3-4 Domérien, 5-7 Toarcien.

1 *Dolomies à débit cubique.* Elles affleurent dans la pente qui domine le village. Au sommet, le banc de pelsparite à coprolithes de Crustacés n'a pas été retrouvé.

2 *Calcaires gris bleu à Gryphea cymbium* (Carixien). Ils débutent par un lit de marne dolomitique suivi par des calcaires dolomitisés en petits bancs (2 m). Ils sont surmontés par les biomicrites en gros bancs, à débris de tests et d'entroques (15 m). *Gryphea cymbium* est surtout localisée dans la moitié supérieure. Enfin, la formation est couronnée par des plaquettes ondulées rousses très glauconieuses (3 m). Le Carixien est bien représenté et paraît plus épais qu'à Cuers (18 à 20 m).

3 *Niveau marneux du Domérien inférieur (7 m).* La base est formée de marnes noduleuses grises ou brunes (2 m). La partie médiane est marquée par des miches calcaires (2,50 m). Le sommet montre des calcaires argileux noduleux, puis des alternances de calcaires grisâtres et de marnes.

4 *Formation calcaire complexe (23 m).* Les couches du Domérien supérieur sont très variées et plus épaisses qu'aux environs de Cuers, et ont été subdivisées en plusieurs niveaux.

4ab *Bancs noduleux roux et biomicrites à chailles.* Les bancs noduleux sont peu épais (2 m). Dans les bancs sus-jacents, les chailles, noires en profondeur, sont souvent décolorées en surface. Les couches à *Pseudopecten* sp. n'existent pas ; elles sont remplacées par des calcaires oolitiques qui n'avaient jamais été signalés.

4c1 *Oosparite beige à tests de Brachiopodes remaniés et entroques de Crinoïdes.* Les oolites sont assez grosses et présentent de nombreuses couches concentriques. La structure est toutefois assez floue à cause de l'évolution diagénétique (micritisation). La microfaune est particulière : quelques *Nodosaria* sp. petits nodules de *Nubecularia*, Milioles (rares), petites Trocholines, et surtout d'assez nombreux *Hemigordius* sp. (ou *Vidalina* ?) qui caractérisent d'ailleurs l'ensemble de la formation 4c.

1c2 Banc massif à litages obliques (2,50 m). Il est formé par des oosparites de teinte beige clair, renfermant de grandes chailles. Le microfaciès reste constant (LM 1345). Certaines oolites portent des encroûtements d'origine organique rappelant les Balanes.

4c3 Gros bancs d'oosparite beiges (2 m). Les litages obliques sont généralement inclinés vers la direction 120°. Les oolites sont plus petites (0,5 mm) et plus isométriques dans les derniers bancs. Elles sont toujours (LM 1349) associées à des articles de Crinoïdes, des débris de tests et quelques Foraminifères (*Hemigordius* sp.). On notera ici l'épaisseur des calcaires oolitiques (attribués au Domérien supérieur) qui forment dans ce secteur une petite cuesta supplémentaire.

5 Niveau marneux supérieur (base du Toarcien). Il est bien visible et son épaisseur atteint 5 m. Il est formé par des marnes grises ou beiges, plus argileuses à la base. Au sommet apparaissent des bancs de calcaires argileux noduleux renfermant de nombreux articles de Crinoïdes.

6 Dalles à Rhynchonella meridionalis (3,50 m). Elles comportent d'abord des biomicrites (faciès à articles de Crinoïdes jointifs) ; puis viennent des petits bancs fossilifères ondulés surmontés par les calcaires clairs très siliceux qui affleurent au col 274,4. Au-delà, les bancs plus élevés, masqués par des cultures ou des éboulis, n'ont pu être étudiés.

Les formations du Jurassique inférieur présentent donc dans la vallée du Gapeau des successions comparables à celles observées aux environs de Cuers. Les formations caractéristiques existent dans toutes les coupes, mais le détail des bancs ne peut être suivi bien longtemps. Les corrélations, très sûres pour le Domérien, sont plus difficiles à établir pour le Toarcien supérieur et l'Aalénien. C'est, dans les collines de Solliès-Ville, que A. Lanquine a signalé *Harpoceras opalinum* REIN., qui marque la partie inférieure de l'Aalénien, ceci dans des calcaires beiges ou roux à chailles correspondant aux bancs *28* et *29* de la coupe de Cuers.

4°) REGION DE TOULON

Les formations du Jurassique inférieur affleurent largement dans les secteurs de structure complexe situés au Nord de Toulon. Il est malheureusement difficile de trouver des coupes complètes et c'est pourquoi nous n'avons pas effectué d'études détaillées dans cette région. Toutefois, des observations fragmentaires permettent de retrouver certaines des couches définies à Cuers. Les divers niveaux paléontologiques ont été décrits de façon très précise par A. Lanquine (1929).

a) *Le Sinémurien supérieur* existe très localement (C. Gouvernet et R.P. Charles, 1948) entre le Broussan et le Revest dans un secteur qui est malheureusement dépourvu de bons affleurements. D'après la description de C. Gouvernet (1963, p. 37), cet étage est représenté par une faible épaisseur de calcaires gris, associés à un banc de calcaire argileux gris à débris de tests blancs. Ce dernier faciès existe en d'autres points et nous l'avons retrouvé dans le massif de la Ste-Baume.

b) *Le Carixien* est partout représenté par le faciès des biomicrites grises ou gris-bleu, à débris souvent jointifs de tests de Brachiopodes et d'Echinodermes. Ces couches renferment souvent *Gryphea cymbium* LAMK. et A. Lanquine a signalé *Polymorphites (Uptonia) jamesoni* SOW. sous le Broussan. Les puissances restent faibles (10-15 m).

c) *Le Domérien* paraît le plus souvent plus mince et moins complet que dans la vallée du Gapeau. Le niveau marneux inférieur est remplacé par des bancs de calcaires noduleux gris avec joints marneux (vieille carrière Tellier sur la route de Dardennes à peu de distance avant le carrefour de la route de Revest), (crête du Nord du col de Corps de Garde). Les calcaires supérieurs sont peu épais (3 à 5 m). Nous avons retrouvé en un point situé sur la crête sud-ouest du

Mont Caumes (c. l. x = 888,980, y = 103,400) un lit pouvant représenter un équivalent du calcaire oolitique de Solliès-Toucas. C'est (LM 1351) une oosparite fine (grain moyen 0,3 mm) dont les allochems sont formés par des oolites, des articles de Crinoïdes, des débris de tests et des petits quartz anguleux. Les Foraminifères sont abondants avec surtout des formes à tests porcelanés : *Nubecularia, Hemigordius*. La surface supérieure qui présente souvent des traces de perforations et des encroûtements de limonite, est directement surmontée par les dalles à *Rhynchonella meridionalis*.

d) *Le Toarcien* semble représenté uniquement par des calcaires à chailles, car les horizons marneux n'ont pas été observés. Les dalles de base à *Rhynchonella meridionalis* sont souvent visibles, ainsi que les bancs à chailles beige clair.

e) *Les calcaires aaléniens* sont roux et peu épais (15 m). Ils ne sont pas toujours surmontés par les calcaires argileux à *Plagiostoma hersilia*, mais il est presque impossible de vérifier si la lacune de cette formation résulte d'une absence locale de dépôt, d'une variation latérale de faciès ou d'un étirement tectonique.

Dans la région toulonnaise on assiste donc à une réduction progressive des bancs marneux. Les dolomies à débit cubique se poursuivent sans variations notables, mais les faciès du Pliensbachien, du Toarcien et de l'Aalénien sont exclusivement calcaires. La distinction des divers niveaux devient alors très difficile. Il en est de même vers l'Ouest, dans la région de Sanary et Bandol, et plus au Nord dans les unités tectoniques complexes des environs de Marseille.

5°) MASSIF DE LA SAINTE-BAUME

Le Jurassique inférieur des régions occidentales présente des caractères un peu différents.

Dans les unités allochtones des environs de Marseille (séries normales de la Ste-Baume et de l'Etoile), les faciès sont essentiellement calcaires. Les successions complètes sont rares car les couches sont très fréquemment broyées et disloquées. On peut distinguer deux groupes d'affleurement. Tout d'abord une longue bande qui s'étend sur le versant méridional de la Ste-Baume depuis Cuges à l'Ouest, jusqu'au ravin du Latail à l'Est. On peut lui rattacher les cuestas de Mazaugues. Une deuxième zone, qui montre les meilleures coupes, comprend les affleurements du vallon de St-Pons (à l'Est de Gémenos), de Bassan et de la bande jurassique de Roqueforcade, Roussargues et le plan d'Aups.

Dans la série autochtone, l'érosion n'a pas mis à jour le Jurassique inférieur, sauf en quelques points localisés où les couches sont très disloquées (les Lagets à l'Est d'Auriol). Il n'a pu être étudié que plus loin vers le Nord-Est (Pourcieux) où les faciès se rattachent déjà à la bordure méridionale du haut-fond du moyen Verdon.

La coupe relevée le long de la tranchée de la route D 12 qui monte de Gémenos au plan d'Aups est la plus complète. Les nombreux lacets entaillent à plusieurs reprises les assises calcaires et dolomitiques du Jurassique inférieur. Celles-ci sont très disloquées au voisinage du contact anormal qui les fait reposer sur l'Aptien ou le Jurassique supérieur renversé (J.-P. Caron, G.Guieu et C. Tempier, 1966).

La formation dolomitique inférieure a été levée plus au Sud au-dessus de l'ancienne abbaye de St-Pons, le long d'un sentier situé sur le versant méridional de la cote 359,7 entre le point de coordonnées x = 869,630, y = 115,680 et le virage de la D 2, de coordonnées : x = 869,360, y = 115,700, où affleure la base des formations calcaires (figure 15).

1 *Intrasparites fines, gris foncé (30 m).* Elles sont très recristallisées et en gros bancs. Le fait que ces couches reposent sur les lumachelles rhétiennes permet de les attribuer au Rhétien supérieur. Elles sont fréquemment dolomitisées.

2 *Calcaires dolomitiques et dolomies en petits bancs de teinte claire (35 m).* Les bancs sont finement varvés et le grain le plus souvent très fin. Il est vraisemblable que c'est vers le sommet de ces bancs que se situe le joint à fentes de dessication visible au bord de la route au point x = 869,580, y = 116,220.

3 *Alternances de gros bancs de dolomie compacte et de petits bancs de calcaires dolomitiques. (15 m).*

4 *Gros bancs de dolomie compacte et calcaires dolomitiques varvés (30 m).* Les bancs massifs ont souvent des petits litages obliques, tandis que les calcaires dolomitiques sont finement varvés et sont coupés par quelques lits marneux verdâtres.

Au sommet, on observe au-dessus d'une couche de dolomie grise (3 m) de gros bancs de dolomies ou de calcaires dolomitiques finement varvés avec des joints argileux gris ou verdâtres qui peuvent atteindre 10 cm d'épaisseur. La puissance totale est d'environ 18 m. Le sommet du dernier banc montre quelques encroûtements ferrugineux, indices de surface durcie. On n'observe pas de calcaires clairs à coprolithes.

6 *Calcaires argileux gris à petits tests blancs (1 m).* Ils marquent la base des formations calcaires carixiennes.

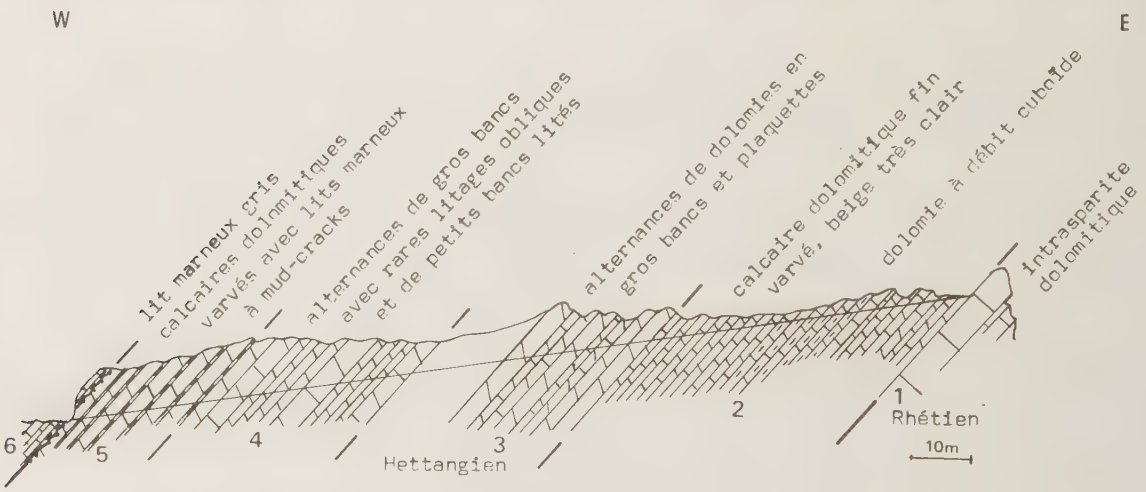


Figure 15 : Coupe des dolomies hettangiennes dans le vallon de St-Pons

J.M. Triat (D.E.A. 1967, inédit) a montré que les lits marneux verdâtres intercalés dans les dolomies sont composés surtout d'illite (67 % à 99 %) avec parfois des traces de kaolinite, de la calcite et de la dolomite (1 % à 33 %). Les niveaux les plus calcaires sont localisés vers le milieu de la formation et renferment une illite moins bien cristallisée que celle des lits argileux du sommet (où l'illite est peut-être recristallisée).

La coupe des formations calcaires sus-jacentes a été levée beaucoup plus haut, le long de la D 2, entre le virage coté 575,1 de coordonnées x = 869,880, y = 117,820 et le point x = 870,140, y = 118,040. Les affleurements ont été dégagés depuis peu de temps par les travaux d'élargissement de la route et la coupe est presque continue (planche V) :

1 *Gros bancs de dolomies claires avec lits argileux verdâtres.* La surface terminale est ondulée et porte des traces ferrugineuses. Ce banc terminal (LM 2415) est formé par une micrite dolomitique très fine avec des fantômes de pellets et de Foraminifères (*Lituolidae*) et avec quelques petits quartz. Ce faciès semble être un équivalent dolomitisé du niveau à coprolithes de Cuers.

2 *Alternances de bancs calcaréo-dolomitiques et de lits de calcaires argileux gris (2 m).* Certains lits renferment des tests blancs de Lamellibranches. Les bancs calcaréo-dolomitiques renferment des débris de tests fibreux (LM 2416) associés à des petits grains phosphatés. Un lit plus tendre (LM 2419) est formé par une micrite localement envahie par les dolomies un peu argileuses avec quelques petits quartz et micas et des débris de tests et de Crinoïdes. Ce niveau peut être attribué au Carixien ou au sommet du Sinémurien par analogie avec les environs du Revest.

3 *Biomicrites gris bleu à Gryphea cymbium* LAMK. (8 m). La base montre des joints marneux très ondulés. Les biomicrites souvent dolomitisées, renferment des débris de tests (Lamellibranches) avec quelques grains de glauconie et de phosphates et des sections de Dentales (LM 2420). Très rapidement (LM 2021) apparaissent des Foraminifères : *Cristellaria* sp., *Glomospira* sp., petits arénacés bisériés, et les silicifications deviennent assez fréquentes. La partie supérieure est formée par de très gros bancs, séparés par des joints irréguliers à nombreuses Térébratules. Le microfaciès de biomicrites (LM 2425) se poursuit vers le haut, les allochems sont plus gros et tendent à devenir jointifs (Crinoïdes, tests, *Verneuilinidae).* Par analogie avec la région toulonnaise, cette formation est attribuée au Carixien.

4 *Biomicrites gris bleu à patine rousse (9 m).* Elles forment des petits bancs à joints ondulés et renferment de nombreuses chailles. Les allochems (articles de Crinoïdes, débris de tests) sont le plus souvent jointifs. La glauconie est fréquente. Le contact avec les calcaires sus-jacents est masqué par des éboulis, mais dans un autre lacet, plus haut, on observe un mince lit marneux qui rappelle les marno-calcaires domériens inférieurs de Cuers.

5-6 *Biomicrites en petits bancs ondulés (4 m).* Les allochems sont jointifs : articles de Crinoïdes, tiges d'Echinides, débris de tests. La microfaune, avec l'apparition des *Nubecularia,* associés à quelques *Glomospira* sp. et *Nodosariidae,* se rapproche de celle observée dans les bancs à chailles supérieurs de Cuers (LM 2428).

7 *Biomicrites grises ou gris bleu en gros bancs à joints ondulés (2 m).* A la base, les allochems sont jointifs (fragments de tests fibreux). A la partie supérieure, ce sont des biopelmicrites à spicules droits calcifiés, avec toujours des débris de tests. La microfaune, assez abondante, comporte *Glomospira* sp. *Nodosaria* sp. *Cristellaria* sp. et de très rares *Hemigordius* sp.

Au sommet, le dernier banc, qui se termine par un hard-ground (nombreuses petites perforations) est rendu remarquable par la présence de très nombreux *Nubecularia* sp. fixés sur des débris ou en pelotes isolées, et de quelques gros grains de quartz polycristallins. Le ciment fin, abondant, paraît localement dolomitisé (LM 2413 A). Nous avons choisi ce banc comme limite Domérien - Toarcien, mais en l'absence de fossiles caractéristiques, ce choix est purement conventionnel.

8 *Petits bancs noduleux irréguliers à joints marneux (2 m).* Ils sont formés de biomicrite grise à ciment abondant et petits allochems. Cette formation a livré des fragments d'Ammonites pouvant être rapportés à *Hildoceras* sp. (Toarcien inférieur).

9 *Biomicrites grises ou beiges, à patine jaune, très siliceuses (6 m).* Elles renferment des chailles claires dans les bancs, et des lits silicifiés au niveau des joints ; ces derniers sont très irréguliers. La texture (LM 2412) est très hétérogène : on observe des plages formées de pelsparite de recristallisation au milieu de biomicrite à débris non remaniés (tests fibreux et fins, articles de Crinoïdes, oncolites sans structure algale visible).

Au sommet (LM 2411), le ciment est en partie recristallisé et on passe à des biosparites : articles de Crinoïdes, débris de tests et apparition des fragments de Bryozoaires et d'Annélides. Mais les allochems sont rarement usés (sauf les colonies d'Annélides).

10 *Petits bancs à débit caractéristique en "miches" arrondies (14 m).* Ils deviennent plus épais et plus durs vers le haut et forment une falaise. A la base, on observe des biosparites beiges surtout formées par des articles de Crinoïdes (LM 2410) associés à quelques débris de tests, d'Annélides, de Bryozoaires et une microfaune banale : *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. *Planularia* sp., *Spirillina* sp. Les silicifications sont fréquentes. Le sommet de la falaise est constitué (LM 2409) par des biomicrites dont les allochems sont très variés (petits oncolites, et *Nubecularia* sp.). Enfin on trouve des biomicrites beige clair, dont les allochems très petits sont surtout constitués par des spicules calcifiés de Spongiaires. Les

Plus à l'Ouest, dans le quartier de Bassan, les formations supérieures sont dolomitisées : le phénomène est particulièrement net dans la colline 430,8 et 386,4 qui montre entre le Carixien et le Bajocien marno-calcaire de gros bancs de calcaires dolomitiques gris foncé à cassure saccharoïde.

6°) ENVIRONS DE MARSEILLE

Le Jurassique inférieur n'affleure que dans la série allochtone (Etoile, pourtour du massif d'Allauch, Nerthe). Il est le plus souvent écrasé ou laminé, aussi bien en surface (front nord de l'Etoile) qu'en profondeur dans le sondage de Carpiagne 1 où le Dogger est en contact tectoniquement avec les gypses triasiques qui reposent sur le grès bigarré (observation lors du sondage en compagnie de MM. J.-P. Caron et Pachoud) ; les bons affleurements sont très localisés.

Le Jurassique inférieur affleure assez largement dans les collines de Pichauris au Nord-Est de Marseille. Dans ce secteur très complexe (G. Guieu, 1960-1968), on retrouve les dolomies cuboïdes bien développées.; les formations calcaires sont, par contre, très tectonisées et il n'existe que deux bons affleurements : la carrière de la Bigue à l'Ouest du col du Terme, en bordure de la RN 8 bis, et une petite exploitation abondonnée située entre l'Auberge de Pichauris et la ferme du même nom, au point de coordonnées x = 859,500, y = 123,650. A la Bigue, les assises inférieures dolomitiques, très disloquées, ne sont visibles que près du Terme, au bord de la route.

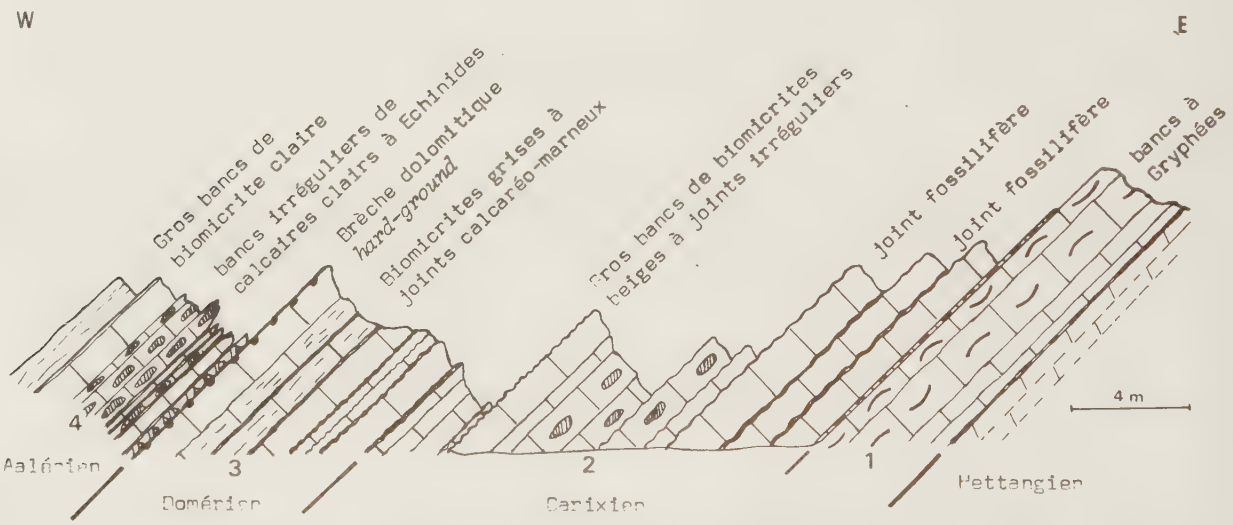


Figure 16 : Coupe de la carrière de La Bigue à l'Ouest du col du Terme (RN 8 bis).

Au contact des dolomies couvertes de taillis épineux, l'entaille de la carrière montre (figure 16) avec un pendage ouest, environ 3 m de biomicrites à *Gryphea cymbium (1)*. La surface de ces bancs, largement dégagée, montre de nombreux fossiles (surtout des Brachiopodes). Au-dessus de gros bancs (2) de biomicrites rousses ou beiges montrent à la partie supérieure quelques lits noduleux (3). Ils se terminent par un hard-ground sur lequel sont fixées par places des valves d'Huîtres (chemin de la ferme de Pichauris).

silicifications sont abondantes mais les chailles sont peu développées. On observe de rares Polypiers isolés.

11 *Petits bancs ondulés à patine rousse (2 m).* Ils renferment de très nombreuses chailles et sont formés de biomicrites à très nombreux spicules droits, calcifiés, groupés en "nids" (Spongiaires entiers ?). Là où ceux-ci sont plus rares, on observe des pellets, ainsi que des articles de Crinoïdes et des débris de tests (LM 2407).

12 *Calcaires clairs à patine blanche, très massifs (12 m).* Ils forment une "barre" bien visible dans la topographie. La faune est abondante et peu remaniée : Echinides (surtout des Cidaris) cités par G. Corroy (1939, p. 30), Crinoïdes (avec les articles encore en connexion), Bryozoaires, Spongiaires, colonies d'Annélides. Le microfaciès est constitué par des biomicrites gris clair ou rougeâtres ; les allochems sont très variés. Il faut ajouter aux organismes déjà cités des petits oncolites (Cyanophycées ?), des débris de tests portant des encroûtements), des Foraminifères, avec en particulier *Cristellaria* sp. et des *Nubecularia* sp. encroûtants (LM 2406 et 2405). Au sommet (LM 2403) les débris sont plus gros avec toujours la même macrofaune peu remaniée. Les silicifications sont fréquentes mais le plus souvent diffuses.

Cette formation de calcaires massifs à patine blanche est lenticulaire ; sa puissance est maximale au niveau de la coupe étudiée ; elle est visible sur une longueur de 600 m ; elle s'effiloche vers le Sud et disparaît sous la maison cantonnière pendant que vers le Nord, elle n'atteint pas la cote 750. Latéralement on observe des biomicrites rousses ou grises à petits allochems : spicules, tests fins, oncolites de petite taille. Les chailles noires sont très fréquentes.

13 *Banc terminé par une surface ferrugineuse à petits spongiaires siliceux (0,30 m).* Il est formé de biomicrite grise renfermant de très nombreux spicules calcifiés (LM 2401). Il est possible que ce niveau appartienne déjà au Bajocien inférieur.

Du point de vue stratigraphique, il est très difficile de tracer la limite Toarcien - Aalénien en l'absence d'Ammonites. Il est également probable que certains niveaux soient absents. Les marno-calcaires *8* peuvent correspondre au banc marneux supérieur de Cuers, équivalence confirmée par la découverte par G. Corroy (1933) près de la Coutronne, de faunes du Toarcien inférieur "dans des marno-calcaires très froissés". Plus haut, seuls les bancs clairs massifs ont fourni quelques petites Ammonites (cf. *Harpoceras ?)* et A. Lanquine (1929) signale dans un faciès analogue à Roussargues, *Catulloceras dumortieri* THIOLL. et *Trigonia striata in* SOW., espèces qui indiquent nettement l'Aalénien. Nous avons arbitrairement choisi la base de la falaise supérieure (entre les bancs 9 et 10) comme limite Toarcien - Aalénien, en vue de faciliter le lever cartographique (feuille Marseille - Aubagne 1/50.000).

Sur le versant méridional de la chaîne de la Ste-Baume, quelques coupes en bordure de routes forestières récentes montrent au Nord de Cuges une série très analogue. Aux alentours du point de coordonnées x = 874,340, y = 116,000, sur les dolomies à débit cubique, reposent les calcaires gris bleu à Gryphées et Térébratules (Carixien), surmontés par un mince lit marneux gris (Domérien inférieur). Il est très difficile de distinguer les calcaires à chailles du Domérien supérieur de ceux du Toarcien - Aalénien. Au sommet, on observe des petites lentilles de biomicrites claires à Echinides et les calcaires argileux gris à *Cancellophycus* et *Plagiostoma hersilia* particulièrement nets au point de ccordonnées x = 874,940, y = 115,950, le long d'un sentier, où ils sont surmontés par le Bajocien inférieur fossilifère.

Dans la partie septentrionale de la chaîne, les lambeaux charriés de Jurassique de Roqueforcade montrent les mêmes formations. Au Nord du Village de Plan d'Aups, les dolomies cuboïdes sont très étirées ; on retrouve les calcaires à Gryphées, et au sommet de l'Aalénien les lentilles de calcaires clairs* à Echinides, Bryozoaires, etc., qui sont très plissés au Nord du couvent de Béthanie (J.-P. Caron, G. Guieu et C. Tempier, 1967).

* Sur la feuille Aubagne 1/50.000, 2e éd., par erreur, seules les lentilles ont été notées en Aalénien ; ce dernier comprend également les calcaires roux à chailles sous-jacents qui sont très constants.

I - Coupe de Cabasse

Une bonne succession a été levée au Nord-Est du village de Cabasse (feuille Draguignan au 1/50.000) sur le chemin du château de la Plaine, près du point coté 198,1. Nous n'avons pas étudié ici les dolomies à débit cubique dont la puissance est d'environ 100 m et qui forment la "montagne de la Bouissière". Cependant à l'Ouest de Cabasse, au lieu-dit les Grandes Pièces, au point de coordonnées x = 913,520, y = 132,110, on observe au sommet des dolomies un banc peu épais d'oosparite très recristallisée (LM 1161) qui renferme également des petits intraclastes et quelques coprolithes de Crustacés pouvant se rapprocher de *Favreina* sp. Ce niveau correspond au banc à coprolithes de Cuers (2), également situé au sommet des dolomies.

La coupe des formations calcaires a été levée au-dessus du chemin de la plaine, entre les points de coordonnées x = 915,080, y = 132,830 pour la base et x = 915,150, y = 132,980 pour le sommet. La puissance totale est d'environ 30 m (planche VI). Le contact avec les dolomies n'est pas visible.

1 *Calcaires gris foncé à chailles renfermant des valves de Gryphea cymbium* LAMK. Les joints sont ondulés et montrent souvent des petits nodules aplatis. En lame mince on observe des biomicrites et des biosparites (LM 1164) à allochems jointifs (articles de Crinoïdes, débris de tests fibreux de Brachiopodes) qui sont très recristallisés, et à rares Verneuilinidés. Cette formation qui ne dépasse pas 4 m d'épaisseur, est attribuée au Carixien. Au sommet (LM 1165) apparaît la glauconie abondante qui remplit souvent les loges des Foraminifères. Quelques bancs sont légèrement dolomitisés.

3 *Bancs à pâtine jaunâtre, très irréguliers (1,50 m).* Ils sont formés de biomicrites à ciment abondant, parfois recristallisé. Les allochems sont peu remaniés mais montrent souvent des perforations d'origine organique : articles de Crinoïdes, fragments de tests (fibreux, rarement prismatiques, quelques grains phosphatés). De nombreux débris sont imprégnés de limonite qui forme également des petits nodules. Les Foraminifères sont abondants : Verneuilinidés, Nodosaridés (*Nodosaria, Lenticulina*) Rotalidés (*Involutina*). Les tests sont souvent silicifiés ou limonitisés.

4 *Petits bancs irréguliers, roux, à débit noduleux, affleurant mal.* Les grains ferrugineux sont abondants et à la partie supérieure apparaissent de véritables oolites ferrugineuses. A la base, des biomicrites (LM 1167) ont un ciment abondant, avec des grains de glauconie et de limonite, des allochems toujours peu remaniés. Ce sont des articles de Crinoïdes et des débris de tests fibreux et recristallisés. La microfaune est peu riche : *Nodosaria* sp., *Lituolidae*, et surtout de nombreux *Hemigordius* sp. qui permettent de confirmer la présence du Domérien supérieur très peu épais.
Au-dessus des bancs à oolites ferrugineuses (1167'), très caractéristiques, et constants, sont formés par des biomicrites dont le ciment est partiellement recristallisé et qui renferment des débris de tests et plus rarement des fragments de tubes d'Annélides. Les oolites à couches très nombreuses ne forment en général pas plus du tiers de la roche. La faune très abondante signalée par A. Lanquine (1929, p. 171) comporte surtout des formes des zones à Commune et à Bifrons. Il faut particulièrement remarquer la présence de la zone à Commune rarement présente en Provence.

5 *Biosparites à ciment abondant (1 m).* Elles renferment des fragments à contour anguleux, formés de micrite, qui semblent résulter de la fragmentation sur place de lits micritiques et non d'un remaniement avec transport. Il s'y ajoute des débris de tests, de Bryozoaires, des articles de Crinoïdes, des petits oncolites sans structure nette et des pelotes de *Nubecularia*. Le contact avec les bancs sus-jacents est masqué par les éboulis d'un petit vallon.

6 *Bancs irréguliers, à joints ondulés (4 m).* Ils renferment de très nombreuses chailles et sont formés par des biomicrites dont les allochems sont le plus souvent très petits à l'exception de grands tests entiers de Lamellibranches, souvent encroûtés (LM 1169). Au niveau des chailles, le ciment est entièrement silicifié, tandis que les allochems restent calcaires. Vers le haut apparaissent de nombreux spicules.

7-8 *Petits bancs gris ou beiges un peu siliceux (3,50 m).* Ils sont formés de biomicrites à débris de tests et spicules, avec quelques lits un peu dolomitiques et sont surmontés par des bancs réguliers à joints plans à texture complexe (LM 1171) où on observe des "zones de

Il semble que, d'après les faunes de Brachiopodes, le Carixien et le Domérien soient représentés, mais avec une puissance plus faible que dans le vallon de St-Pons (environ 18 m). Toutefois la limite des deux sous-étages ne peut être précisée en l'absence d'Ammonites. Au sommet l'horizon à Nubéculaires et petits Foraminifères à test porcelané du sommet du Domérien n'existe pas.

Sur ce hard-ground reposent, par l'intermédiaire d'un lit bréchique dolomitique, des biomicrites (4) gris clair, rosées ou blanches à Echinides (*Cidaris*), Bryozoaires, Annélides et oncolites, dont le faciès rappelle la formation aalénienne terminale du vallon de St-Pons. Cette équivalence est confirmée par la faune récoltée à Pichauris par G. Corroy (1935). La puissance de ces couches aaléniennes ne paraît pas dépasser 10 m. Le sommet est masqué par la végétation.

La découverte par G. Guieu dans les bancs situés juste sous le hard-ground, d'une Ammonite pouvant être rapportée à *Amaltheus margaritatus* MONTF., semble montrer que le Domérien est très peu épais.

Les quelques rares points où le Jurassique inférieur affleure dans l'Etoile ou le massif d'Allauch, ne montrent que quelques bancs de biomicrite à patine rousse très tectonisés renfermant des Brachiopodes. Plus à l'Ouest, dans la Nerthe (Cossimond), on retrouve les calcaires carixiens à grandes Gryphées, surmontés par des marno-calcaires sombres qui semblent représenter le Toarcien et même l'Aalénien (Collot cité par A. Lanquine, 1929, p. 178). Le mauvais état des affleurements ne permet pas de lever une coupe précise ou de rechercher des fossiles.

Les coupes du Jurassique inférieur que nous avons décrites aux environs de Marseille sont toutes situées dans les unités allochtones ; dans la série autochtone, Ce sous-système n'affleure que beaucoup plus à l'Est (Olympe) et on ignore quels sont les faciès des assises de même âge sous le bassin de l'Arc ou l'aire centrale d'Allauch. Il est possible que les lacunes observées dans l'allochtone se développent et que les calcaires pliensbachiens, toarciens et aaléniens soient pratiquement absents.

En conclusion, les formations du bassin provençal sont, au Jurassique inférieur, bien développées vers le Sud-Est (Cuers, Puget-Ville) et se réduisent progressivement vers le Nord et l'Ouest. Rien n'indique qu'à cette époque, le massif des Maures ou une zone plus méridionale ait constitué une terre émergée.

B - LA MARGE MERIDIONALE DU HAUT-FOND DU MOYEN VERDON

On vient de voir que le Jurassique inférieur du bassin provençal était complet et assez puissant dans la région de Cuers, que des lacunes accompagnées de réduction d'épaisseur, apparaissaient vers l'Ouest et le Nord, et qu'entre Marseille et Cuers des lacunes étaient irrégulièrement réparties au Domérien, au Toarcien et plus rarement à l'Aalénien.

Au contraire, vers le Nord, les dépôts s'étendent de plus en plus loin au cours du Jurassique inférieur sur le haut-fond du moyen Verdon. Les dolomies cuboïdes supportent ainsi des couches de plus en plus récentes du Sud au Nord. Il ne peut être question de décrire toutes les coupes observées ; seuls seront étudiés quelques points caractéristiques en commençant par les successions les plus complètes.

ranquignan n° 5). Les bancs, qui sont renversés vers le Sud, montrent la succession suivante : figure 17).

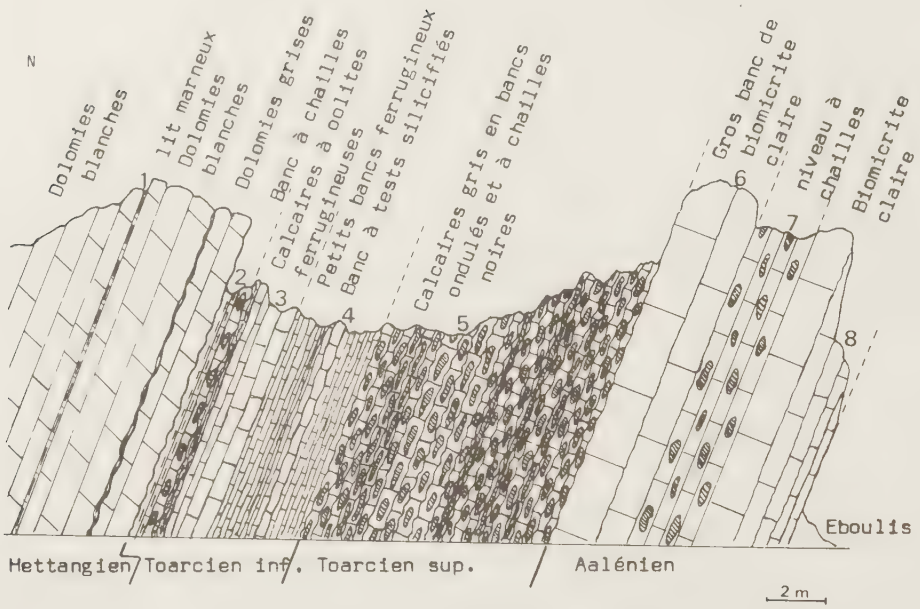


Figure 17 : Coupe du Jurassique inférieur calcaire, en série renversée en bordure de la D 13 au Sud de Carcès.

1 *Dolomies et calcaires dolomitiques bien stratifiés (100 m).* **Les lits marneux verdâtres sont plus nombreux vers la base. Cette formation représente les dolomies à débit cubique de l'Hettangien. Au sommet les bancs sont plus massifs et on observe un dernier niveau gris à patine rousse. La surface supérieure est corrodée et montre quelquefois des encroûtements de limonite.**

2 *Lit de marnes grises (0,20 m) surmonté par un banc (0,30 m) de biomicrite grise à chailles* **(débris de Crinoïdes).**

3 *Biomicrites à oolites ferrugineuses en petits bancs irréguliers.* **Elles renferment à la base, dans un faciès très riche en limonite, des fragments d'***Hildoceras* **cf.** *Bifrons* **BRUG. et plus haut des grands tests de Lamellibranches. L'épaisseur est d'environ 2 m.**

4 *Biomicrites de teinte claire, en petits bancs irréguliers (3 m).* **Elles montrent un niveau à tests silicifiés, par analogie avec la coupe de Cabasse, on peut attribuer (3);et (4) au Toarcien inférieur.**

5 *Biopelmicrites grises à chailles noires très abondantes (8 m).* **Les joints sont très ondulés. Cette formation se rapporte probablement au niveau (6) de Cabasse (Toarcien).**

6 *Gros bancs massifs de biomicrites claires (2,50 m)*

7 *Petits bancs irréguliers à chailles (2 m).* **Ils correspondent au niveau 10 de Cabasse.**

8 *Bancs massifs de calcaires clairs souvent recristallisés (3 m).* **Ils forment un surplomb dans le talus de la route. Ce faciès semble être en partie construit.**
Le passage au Dogger est masqué en ce point par des éboulis.

Cette coupe montre qu'au-dessus des dolomies hettangiennes, restées très homogènes, le Carixien et le Domérien manquent ou se réduisent au niveau 2 marneux. Les faciès du Toarcien et de l'Aalénien restent par contre analogues à ceux de Cabasse, mais avec des puissances plus faibles. Le faciès particulier à oolites ferrugineuses paraît localisé au Toarcien inférieur.

biomicrites à spicules calcifiés, entourées par des biosparites à ciment peu abondant avec des petits intraclastes, des débris de tests et des nodules formés par des *Mubecularia* (cette texture peut résulter d'une recristallisation. Il est possible que les zones micritiques marquent l'emplacement de Spongiaires en place comme dans l'Aalénien du vallon de St-Pons.

Du point de vue stratigraphique, la comparaison avec la série de Cuers permet d'attribuer les bancs à chailles (*6*) à la partie moyenne du Toarcien dont le sommet serait représenté par les bancs (*7*, *8* et peut-être *9*). Toutefois, la rareté des Ammonites ne permet pas de vérifier ces attributions d'âge, basées sur des caractères lithostratigraphiques.

9 *Gros bancs à patine claire et à joints irréguliers (4 m).* **Ils montrent à la base des taches rousses à contour flou, et plus haut des joints stylolitiques avec "films" marneux verdâtres. Ils sont formés de biomicrites, plus riches en spicules et en pelotons de *Nubecularia*, à la base, et en articles de Crinoïdes au sommet. Il faut aussi mentionner (LM 173) des petits oncolites, des tests de Dentales et de nombreux fragments de tests. Tous ces allochems sont anguleux et ne paraissent pas avoir été remaniés.**

10 *Petits bancs de biomicrite gris beige foncé à chailles (2 m).* **Ils montrent de nombreux petits nodules de teinte différente de celle du reste de la roche ; ces derniers renferment des spicules. Ce niveau rappelle beaucoup les couches siliceuses de l'Aalénien.**

11 *Bancs irréguliers de biomicrite grise à patine jaunâtre et taches rousses.* **Les allochems sont petits (débris de tests, spicules) à l'exception de quelques oncolites. On observe également des encroûtements (Cyanophycées) autour de certains débris ; les *Nubecularia* sont le plus souvent associés aux Cyanophycées (LM 1175). Les bancs sus-jacents n'affleurent que partiellement au bord de la route ; ce sont des calcaires argileux gris (3 m) avec quelques débris de tests et de rares empreintes de *Cancellophycus*.**

12 *Biopelmicrites renfermant des grains de glauconie (2 m).* **Elles se terminent par un *hard-ground* et se rattachent au Bajocien inférieur.**

Nous retrouvons à Cabasse, mais avec une épaisseur moindre, certaines des formations de Cuers : les assises à *Gryphea cymbium* (Carixien), les bancs à chailles (25-26) (Toarcien), les biomicrites claires à oncolites et Annélides (Toarcien supérieur et Aalénien), les calcaires à chailles et les calcaires argileux supérieurs (Aalénien). Par contre les bancs marneux du Domérien et du Toarcien inférieur disparaissent ; l'ensemble du Domérien est très réduit (faciès à glauconie et oolites ferrugineuses). La présence de *Hemigordius* sp. peut indiquer la partie supérieure de l'étage. Ce faciès se poursuit au début du Toarcien (zones à Commune et à Bifrons) marquant une zone à sédimentation faible qui s'étend largement vers le Nord et l'Ouest.

II - Variations des faciès du Jurassique inférieur de Cabasse à Salernes

Au Nord de Cabasse, le Jurassique inférieur affleure assez largement sur la bordure méridionale de l'anticlinorium de Carcès, dans la cuvette synclinale d'Entrecasteaux et dans la série chevauchante de Salernes. La description de quelques coupes montre l'évolution des faciès vers le Nord en direction de l'axe du haut-fond du Verdon.

a) COUPE DU JURASSIQUE INFERIEUR EN BORDURE DE LA D 13, AU SUD DE CARCES

La route D 13 entaille au Sud de Carcès la série jurassique plissée qui chevauche le synclinal de Vins-Le-Thoronet, recoupant plusieurs fois les niveaux inférieurs. Une première succession est observable en bordure de la retenue de Carcès à environ 250 m au Nord du carrefour de la route du Thoronet au point de coordonnées x = 912,450 et y = 134,850 (plan directeur

4 *Couches à faciès très variés (2 m).* Sur un niveau noduleux où apparaissent quelques oolites ferrugineuses, reposent des bancs (LM 1366) de biomicrites grises à oncolites (Cyanophycées et Nubéculaires), à débris d'Echinodermes (Crinoïdes et Ophiures), spicules, tubes d'Annélides, débris de Bryozoaires. Les Foramififères sont assez nombreux (*Nodosaria* sp. *Cristellaria* sp. *Nubecularia* sp. petits *Lemigordius* sp. *Verneuilinidae* et petites Milioles). Vers le haut (LM 1368) le microfaciès est très voisin, mais des petits grains de quartz apparaissent et la surface du dernier banc est corrodée, ce qui indique un arrêt de la sédimentation.

5 *Lits marneux jaunes surmontés par deux bancs de calcaires argileux gris (1,50 m).* Ces derniers renferment des oolites ferrugineuses, ainsi que des faunes de la base du Bajocien (A. Lanquine, 1929).

Cette coupe montre que la lacune qui intéresse le Fliensbachien et le Toarcien, prend de l'importance vers le Nord : les faciès calcaires clairs (intrasparites et biomicrites à oncolites) de l'Aalénien reposent directement sur les dolomies à débit cubique, sans aucune trace des faciès à oolites ferrugineuses du Toarcien inférieur présents à Carcès. Le contact est de plus en partie effacé par la dolomitisation.

Au Sud de Salernes, ces couches affleurent à la faveur de la profonde entaille de la vallée de la Bresque (défilé de la Bouissière). Un repli anticlinal de la série autochtone montre sous les assises bajociennes (marno-calcaires et niveau à oolites ferrugineuses), environ 20 m de biomicrites dolomitiques à oncolites, débris de Bryozoaires, de Polypiers et de Lamellibranches. Il ne reste aucune trace des niveaux marno-calcaires de l'Aalénien supérieur. Vers l'Est les calcaires clairs (Aalénien) qui supportent directement les calcaires du Bajocien supérieur sont difficiles à distinguer entre Lorgues et Flayosc. Ils ont été signalés, mais avec une puissance très réduite (3 m) par A. Lanquine au Nord-Est de Draguignan sur les flancs de Malmont où nous ne les avons pas retrouvés.

III - Coupe de Pourcieux

Dans le secteur plus occidental de St-Maximin, nous avons étudié une coupe qui montre des faciès très voisins. Nous décrirons la succession de l'unité chevauchante de l'Aurélien (Sud de Pourcieux) et les variations vers le Nord-Est. La coupe de Pourcieux est située au Sud du village, au sommet du vallon où sont ouvertes d'anciennes carrières de "marbre" (en réalité des brèches tectoniques marquant la base du chevauchement). Le Jurassique inférieur forme la base de l'unité chevauchante ; les dolomies à débit cubique sont affectées par une suite de replis aigus bien visibles sur le versant oriental du Défend. La série calcaire supérieure forme une petite falaise rousse qui a été levée au point de coordonnées x = 878,600, y = 134,100, à 300 m au Sud de la Croix de Pourcieux cotée 709,7 (planche VII).

1 *Dolomies à débit cubique.* Elles se présentent avec leur faciès habituel ; mais on remarque plusieurs intercalations de pelsparites grises.

2 *Calcaires gris bien stratifiés (4 m).* La puissance augmente vers l'Ouest, sous le signal de l'Olympe, où sont intercalés des lits marneux verdâtres. En lame mince, ce sont surtout des micrites, avec de minces lits d'intrasparite (LM 65). Les intraclastes sont le plus souvent petits et arrondis ; toutefois on remarque quelques fragments micritiques allongés et non roulés pouvant provenir de la fragmentation sur place de petits lits centimétriques (structures intertidales ?). On observe également de rares oolites, des coprolithes de Crustacés, ainsi que des sections de Dasycladacés cf. *Cylindroporella* sp.. La microfaune est très pauvre (*Verneuilinidae*). Cette formation, souvent dolomitisée, se lie naturellement aux dolomies cuboïdes. Elle doit être rattachée aux calcaires du sommet de l'Hettangien (banc 2 de Cuers).

Le contact avec le Bajocien est visible le long de la même route à environ 2 km plus au Nord, près du lieu-dit "Camp Redon". Les bancs calcaires sont encore légèrement renversés vers le Sud. On observe à la suite des gros bancs clairs (= niveau *8*), quelques petits bancs très ondulés à joints noduleux de biomicrite grise à taches noires (Crinoïdes, débris de tests, Annélides). La surface supérieure est très corrodée et montre des concrétions de limonite (hard-ground du Bajocien inférieur).

b) COUPE DU JURASSIQUE INFERIEUR CALCAIRE AU NORD D'ENTRECASTEAUX

Plus au Nord, le Jurassique inférieur se développe assez largement dans le synclinal d'Entrecasteaux dont le flanc nord montre au bord de la route de Salernes une coupe assez complète du Rhétien au Bajocien, sur les pentes orientales de la colline de Valbelle. Elle a été étudiée au Sud du virage de coordonnées x = 915,450, y = 143,55 (figure 18, planche XLII).

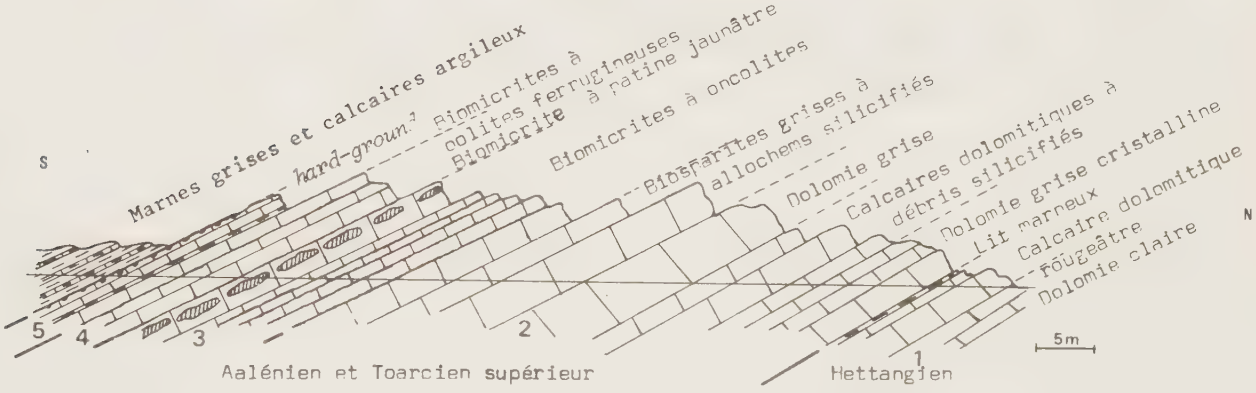


Figure 18 : Coupe du Jurassique inférieur calcaire au Nord d'Entrecasteaux.

1 *Dolomies à débit cubique (80 m).* **Elles présentent leurs caractères habituels. Les niveaux de base sont masqués au bord de la route. Au sommet la limite avec les formations sus-jacentes n'est pas nette ; les derniers mètres sont formés par de gros bancs de calcaires dolomitiques gris avec quelques passées plus marneuses roses ou rougeâtres.**

2 *Assises massives de calcaires dolomitiques de teinte claire, gris ou beige très clair (14 m).* **Elles montrent dès la base des débris organiques silicifiés. Le microfaciès est une intrasparite un peu dolomitisée (LM 1362). Les intraclastes sont en général formés de micrite recristallisée et plus rarement (intraclastes de grande taille) d'intrasparite où subsiste une proportion notable de ciment fin. Parmi les autres allochems prédominent des débris d'Echinodermes et quelques fragments de Bryozoaires, de tests de Lamellibranches et des spicules droits. Les Foraminifères sont surtout représentés par de rares *Nodosariidae*. Plus haut, les débris organiques deviennent plus abondants (LM 1363) avec apparition d'oncolites (Cyanophycées et Nubéculaires), de tests fibreux et prismatiques, souvent encroûtés et de nombreux spicules.**

3 *Biomicrites beiges ou jaunes à joints plus irréguliers et chailles assez fréquentes (7 m).* **Les allochems sont assez petits et mal triés (quelques intraclastes ; débris de tests de Crinoïdes, de Lamellibranches et de Gastéropodes). Les Foraminifères sont plus abondants : petits *Verneuilinidae*, *Nodosariidae* (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. avec plus rarement *Spirillina* sp. *Nubecularia* sp., et des petits *Hemigordius* sp. (LM 1365 A).**

des bancs à chailles (6) ni des bancs marneux du sommet de l'Aalénien. Par contre les calcaires clairs à coprolithes sont particulièrement développés au sommet des dolomies hettangiennes.

IV - Variations du Jurassique inférieur dans la région de St-Maximin - Barjols

1°) UNITE CHEVAUCHANTE DE L'OLYMPE-AURELIEN

La bande de Jurassique inférieur étudiée à Pourcieux se suit vers l'Ouest à la base de l'unité chevauchante de l'Olympe-Aurélien et on observe très bien l'apparition, dans la partie supérieure des "dolomies à débit cubique", de gros bancs de calcaires clairs un peu dolomitiques. Une route forestière entaille ces niveaux juste au Sud du Jas neuf sous les falaises du Perdu (feuille Aix n° 8). On observe sur une quinzaine de mètres d'épaisseur une succession de bancs de micrites et de pelsparites souvent un peu dolomitiques, séparés par des lits argileux verts ou gris. Cette formation n'a pas fourni de fossiles, à l'exception de quelques sections de Gastéropodes.

Vers l'Est, on observe la série calcaire dans les bois, au Sud-Est de la bergerie des Allées, où elle forme une crête assez continue. La partie inférieure est observable à la faveur d'un petit ravin, à l'Est de la cote 509,5 (au point de coordonnées x = 133,000, y = 881,310). Les couches sont fortement inclinées vers le Sud (figure 19).

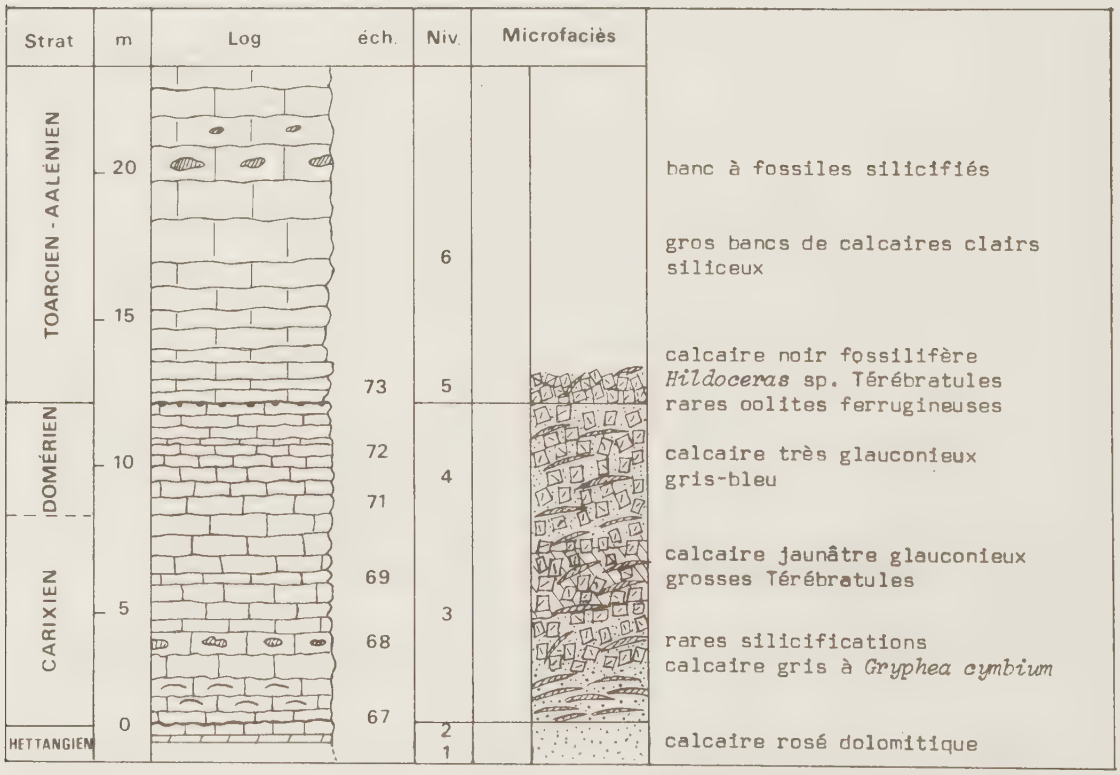


Figure 19 : Coupe d'une partie du Jurassique inférieur près de la bergerie des Allées (extrémité orientale de l'unité de l'Aurélien).

Le contact avec les bancs sus-jacents n'est pas visible, mais on peut l'observer dans de bonnes conditions plus au Sud-Ouest dans la tranchée d'une route de défense contre les incendies, au Sud du château de Roquefeuille (vallon du Jas neuf). Il ne montre pas de traces de ravinement, mais seulement quelques enduits ferrugineux et des lits marneux grisâtres.

7 *Biomicrites gris bleu en petits bancs à joints ondulés (3 m).* Les allochems (articles de Crinoïdes, tests fibreux) sont anguleux et jointifs. La macrofaune comprend quelques Brachiopodes et de grandes valves de *Gryphea cymbium* LAMK. La microfaune est très pauvre. Ce niveau est attribuable au Carixien.

4 *Bancs noduleux gris à patine rousse (5 m).* Ils sont formés à la base par des biopelmicrites à ciment abondant. Au-dessus se placent des biomicrites jaunes dont les allochems sont assez petits : débris de tests(fibreux et fins plus rarement à couches prismatiques épaisses), articles de Crinoïdes, Foraminifères: *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp. *Cristellaria* sp., rares *Hemigordius* sp. On note la présence d'assez nombreux grains de glauconie verte (LM 61a). Plus haut, des petits bancs irréguliers ferrugineux affleurent mal et forment une petite vire.
Le microfaciès reste très analogue, mais il faut signaler la présence de petits nodules phosphatés et limoniteux à structure concentrique (LM 61') et quelques oolites ferrugineuses. Ce banc qui a fourni plus à l'Est des débris d'*Hildoceras* cf. *bifrons* BRUG. représente vraisemblablement le Domérien supérieur (présence de *Hemigordius* sp.) et le Toarcien inférieur.

6 *Biomicrites grises ou beiges, à joints plans et réguliers (3 m).* Elles renferment des allochems assez gros : débris de tests recristallisés, articles de Crinoïdes, oncolites (Cyanophycées et *Nubecularia*), colonies d'Annélides et des Bryozoaires parfois encroûtants. La microfaune est formée par des *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Nubecularia* sp. (LM 54 et 55). Le sommet est marqué par un joint marneux.

7-9 *Biosparites avec îlots de biomicrites, en bancs réguliers (7 m).* Elles prennent à l'affleurement un aspect noduleux. On observe de très petits bancs à la partie moyenne et trois gros bancs massifs au sommet. Les microfaciès sont assez variés. La partie inférieure (LM 53) est formée de biosparite à allochems anguleux et non triés : débris de tests (fibreux ou recristallisés), pellets, spicules calcifiés, petits oncolites et Bryozoaires. Les Foraminifères sont abondants : *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Glomospira* sp., *Cristellaria* sp., petites Milioles (*Quinqueloculina*), *Nubecularia* encroûtants.
La partie moyenne montre le même faciès avec toutefois un passage fréquent à des biomicrites de même composition et une plus grande fréquence des spicules (LM 51). Au sommet, les allochems sont plus gros et le ciment de sparite redevient prédominant. Il est possible que le ciment soit originellement fin, car les allochems ne portent pas de traces de remaniements. Il faut remarquer l'abondance, dans les bancs terminaux, des gros oncolites à Cyanophycées et *Nubecularia*.

10 *Biomicrites à patine rousse et cassure beige ou jaune (2 m).* Les joints sont irréguliers et un peu ondulés surtout vers le haut. Les bancs inférieurs sont formés de biomicrite à oncolites (Cyanophycées et *Nubecularia*), articles de Crinoïdes, débris de tests, Bryozoaires et Annélides. Les silicifications sont fréquentes (LM 48). Plus haut (LM 47), le ciment est partiellement recristallisé mais les allochems restent les mêmes.

11 *Petits bancs de biomicrites parfois recristallisées.* Ils renferment des grains diffus de glauconie vert pâle (vraisemblablement authigène), ainsi que des petites chailles. Les allochems sont toujours constitués par des oncolites, des fragments de tests, des articles de Crinoïdes et des débris d'Echinides. Les Foraminifères sont peu abondants (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp., *Nubecularia* sp.). On observe par places, des zones riches en spicules. Au sommet (LM 43) apparaissent quelques oolites isolées dans les biomicrites.

12 *Banc de biomicrites gris clair à petits allochems (0,50 m).* Il renferme des spicules droits très abondants, avec des oncolites, de rares débris de tests, quelques petits grains de quartz et de phosphates. La surface supérieure du banc qui montre le plus souvent des traces de corrosion et des encroûtements de limonite, montre quelquefois des fossiles du Bajocien inférieur (A. Lanquine, 1929).

13 *Marno-calcaires du Bajocien supérieur.*

Cette série rappelle beaucoup celle de Cabasse avec un Carixien peu épais et les bancs à oolites ferrugineuses du Domérien supérieur - Toarcien inférieur. Mais plus haut on retrouve seulement les calcaires à oncolites qui forment la falaise et il n'y a aucune trace

. *Biomicrites de teinte grise ou blanche souvent très recristallisées (1,20 m).* Les allochems sont assez petits ; spicules, oncolites, débris de tests, articles de Crinoïdes (LM 76). Au sommet (LM 75), il s'y ajoute des colonies d'Annélides et quelques Bryozoaires. Par l'abondance des spicules, ce banc se rapproche du niveau *12* de Pourcieux.

6 *Marno-calcaires à Cancellophycus.* Ils reposent directement sur la surface corrodée et ferrugineuse du dernier banc calcaire et sont d'âge Bajocien supérieur.

Cette coupe montre une réduction considérable d'épaisseur par rapport au Jurassique inférieur de Pourcieux : *les calcaires à Gryphées ont disparu et les autres niveaux sont beaucoup plus minces, comme dans la série de Carcès.* On observe de plus un début de dolomitisation secondaire.

3°) ENVIRONS DE CORRENS

On retrouve une succession de même type au Sud-Est de Correns sur le versant ouest d'une petite colline située entre la route et l'Argens, à 300 m à l'Est de la cote 158,6 (plan directeur Brignoles n° 4). Sur les dolomies cuboïdes reposent des lentilles de biomicrite à oolites ferrugineuses et allochems limoniteux (LM 1014 A) : entroques, fragments de tests fibreux ou fins. Les oolites, presque toujours éteintes en lumière polarisée (LM 1014 A), présentent de très nombreuses couches de limonite, séparées par des couches plus claires (opale ou phosphates ?). Au-dessus, des intrasparites dolomitiques grises (LM 1014 B) contiennent des intraclastes de biomicrite à spicules, de calcite claire, de biomicrite à entroques et débris de tests associés à des spicules. Le contact avec les marno-calcaires à *Cancellophycus* est masqué par la route.

4°) UNITE DES BESSILLONS

Dans l'unité chevauchante des Bessillons, située à l'Est de Barjols, les dolomies "hettangiennes" sont bien développées, sans traces de bancs calcaires. La série calcaire susjacente est par contre très réduite* et ne dépasse pas 10 m. Elle est de plus en partie dolomitisée. Au Nord-Est du Petit Bessillon, on observe dans le ravin situé sous la cote 392,2 (plan directeur Brignoles n° 4) un banc de biomicrite à oolites ferrugineuses très dolomitisé surmonté par des dolomies grises largement cristallisées. Les niveaux supérieurs sont plus calcaires entre les points 457,3 et 480,4 ; ils affleurent également à l'Ouest de Pontevès sur le bord de la route de Barjols, au revers ouest de la colline 389. On observe une dizaine de mètres de calcaires à patine rousse reposant sur les dolomies.

- La base est constituée par une biomicrite en partie recristallisée (LM 1097 A) très riche en spicules droits souvent groupés, avec également des fragments de tests fibreux ou calciteux, quelques entroques, des Bryozoaires, ainsi que des encroûtements de Nubéculaires.

- Plus haut on passe à des intrasparites (LM 1097 B) avec "lumps" bien arrondis, quelques oolites, et les mêmes organismes que dans 1097 A (Spongiaires abondants).

- Au sommet la texture devient très hétérogène (LM 1097 C), avec des zones constituées d'oosparite (oolites "micritisées", entroques, spicules) voisinant dans la même lame avec des biomicrites à spicules et Bryozoaires. Le tout est souvent dolomitisé. Le contact avec le Jurassique moyen (marno-calcaires à *Cancellophycus*) n'est pas visible.

* Les calcaires, souvent oolitiques, roux, et assez épais qui affleurent dans la partie orientale du Grand Bessillon, se rattachent au Bajocien supérieur.

7 *Dolomies, en gros bancs, affleurant mal vers le haut.*

2 *Calcaire dolomitique rosé.* Il passe plus à l'Est à une pelsparite grise à sections de Gastéropodes.

3 *Biomicrites grises à patine jaune (6 m).* Elles renferment des articles de Crinoïdes et des fragments de tests fibreux et sont surmontées par des biosparites de même composition (LM 69) à petits grains phosphatés et valves de grandes Gryphées.

4 *Biomicrites (5 m).* Elles présentent à la base une patine rousse très caractéristique et forment plus haut des petits bancs ondulés. La roche, très recristallisée, renferme des débris d'articles de Crinoïdes très abondants ainsi que de nombreux grains de glauconie verte (LM 72).

5 *Biomicrites rousses renfermant quelques oolites ferrugineuses et des débris d'Ammonites* (Toarcien).

6 *Calcaires à oncolites.* Ils affleurent très mal, mais on note la présence au sommet d'un *hard-ground* à fossiles du Bajocien inférieur.

Dans cette coupe, le Domérien est légèrement plus épais et les formations à oolites ferrugineuses attribuées au Toarcien passent à des bancs glauconieux.

2°) *ENVIRONS DE St-MAXIMIN*

En direction du Nord-Est, les variations sont beaucoup plus importantes ; quelques mauvais affleurements situés dans le quartier de l'Ouvières et de Vérade, à l'Est de St-Maximin, aux alentours de la cote 330,4,montrent la coupe suivante (figure 20).

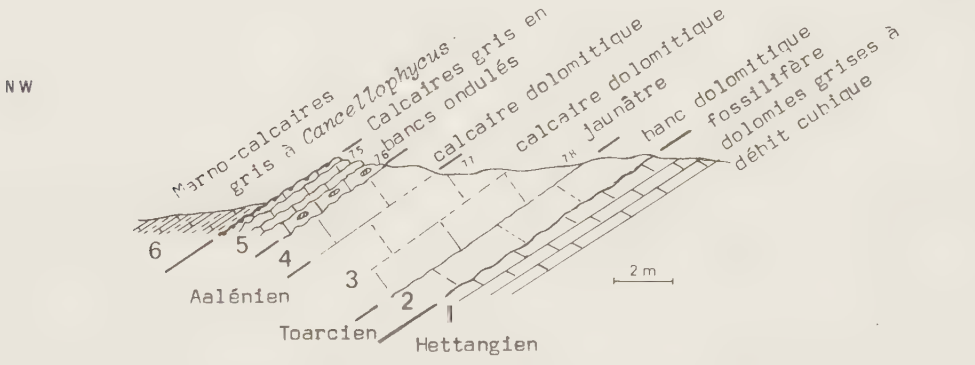


Figure 20 : Coupe du Jurassique inférieur calcaire au quartier de l'Ouvières, au Nord-Est de St-Maximin.

1 *Dolomies très altérées à débit cubique* (Hettangien).

2 *Calcaire dolomitique jaunâtre ou roux, affleurant mal (1 m).* Il renferme un peu plus à l'Est de nombreux fossiles du Toarcien inférieur malheureusement très abîmés (*Hildoceras* sp., *Rhynchonella* sp. etc.). Par places subsistent des vestiges d'oolites ferrugineuses.

3 *Biosparite beige clair (2,50 m).* La texture (LM 78) est complexe : des nodules de micrite renfermant de très nombreux spicules sont entourés de biosparite à pellets, oncolites, fragments de tests et de Bryozoaires. Ce microfaciès rappelle les niveaux *7-8-9* de Pourcieux.

4 *Biomicrite beige en partie recristallisée (1 m).* Elles renferment des oncolites, des débris de tests et de Bryozoaires (LM 77).

Il faut noter dans cette succession l'absence de la formation calcaire à oolites ferrugineuses. Il semble que seul soit représenté un niveau de l'Aalénien correspondant aux bancs *11-12* de Pourcieux.

Mais à quelques kilomètres vers le Sud, on observe une succession un peu différente, dans un secteur qui ne montre malheureusement aucune bonne coupe. Au lieu dit "la plaine du Juge", les couches sont très fossilifères (C. Tempier, 1968).

1 *Dolomies très altérées de teinte grise.*

2 *Calcaires dolomitiques roux à brun-rouge.* **Ils sont très fossilifères au point de coordonnées x = 885,520, y = 147,120, avec** *Hildoceras bifrons* BRUG., *H. levisoni* SIMPS., *Harpoceras* cf. *falciferum* SOW., *Dactylioceras* sp., *Nautilus* sp., *Rhynchonella meridionalis* DESL., *R. cynocephala* RICH., etc. **L'échantillon 2489 montre des fossiles souvent fragmentés et parfois roulés, accumulés sous forme de lumachelle. Le microfaciès est une biomicrite très dolomitisée avec beaucoup de limonite irrégulièrement répartie. Ce faciès ne renferme pas d'oolites ferrugineuses, mais contient des petits grains de quartz, ainsi que des petits nodules amorphes d'opale et des grains phosphatés. Cet horizon d'âge toarcien inférieur, d'une puissance d'environ 1 m paraît lenticulaire, formant des sortes de poches à la surface supérieure des dolomies.**

3 *Calcaires roux à bruns à chailles (5 m).* **Ils passent par place à des bancs gris très clair (identiques au banc** *11* **de Pourcieux) ; ils n'ont pas fourni de fossiles et correspondent aux calcaires (***3***) de St-Martin.**

Plus à l'Ouest, près d'Artigues, à la cote 462,7 au Sud des ruines de Chavons, on retrouve au-dessus des dolomies quelques mètres de calcaires "roux à points blancs" sans fossiles. Il s'agit d'une biomicrite très dolomitisée où seuls sont encore reconnaissables des petits grains de quartz et de glauconie et des petits nodules d'opale à texture concentrique (LM 2490). Ce banc est à rapprocher du niveau fossilifère de la plaine du Juge, mais il n'y a pas de traces des horizons plus élevés : il supporte directement les marno-calcaires à *Cancellophycus* du Bajocien supérieur.

V - Conclusion

La région qui vient d'être décrite montre donc la disparition progressive vers le Nord des divers termes du Jurassique inférieur calcaire, en commençant par les niveaux inférieurs. Seule la série dolomitique (Hettangien) conserve les mêmes caractères que plus au Sud. *Un caractère majeur est l'extension des faciès à oolites ferrugineuses au Toarcien inférieur sur une zone qui s'étend de St-Maximin à Cabasse et aux Bessillons,* faciès que l'on retrouve plus au Nord au Bajocien inférieur. On notera aussi un développement des calcaires dolomitiques clairs à oncolites de l'Aalénien dans le secteur le plus septentrional.

C - LE HAUT-FOND DU MOYEN VERDON

Cette zone est caractérisée par l'extrême réduction ou l'absence totale de dépôts attribuables au Jurassique inférieur. Il ne peut donc être question de donner des coupes. On signalera toutefois les points où la lacune est observable et on précisera les limites du haut-fond depuis la région de Rians à l'Ouest, jusqu'aux montagnes niçoises à l'Est.

Cette formation calcaire, qui n'a pas fourni de fossiles caractéristiques, rappelle les faciès de l'Aalénien, sauf en ce qui concerne les bancs terminaux d'oosparites qui pourraient représenter le Bajocien supérieur, comme les calcaires oolitiques qui affleurent au Nord-Est du Grand Bessillon (Les Muets), sous les marno-calcaires à *Cancellophycus*.

5°) UNITE DES PALLIERES

A l'Ouest de Barjols, le Jurassique inférieur affleure assez largement dans l'unité chevauchante des Pallières, mais les bonnes coupes sont rares. La succession a été levée à St-Martin des Pallières (figure 21).

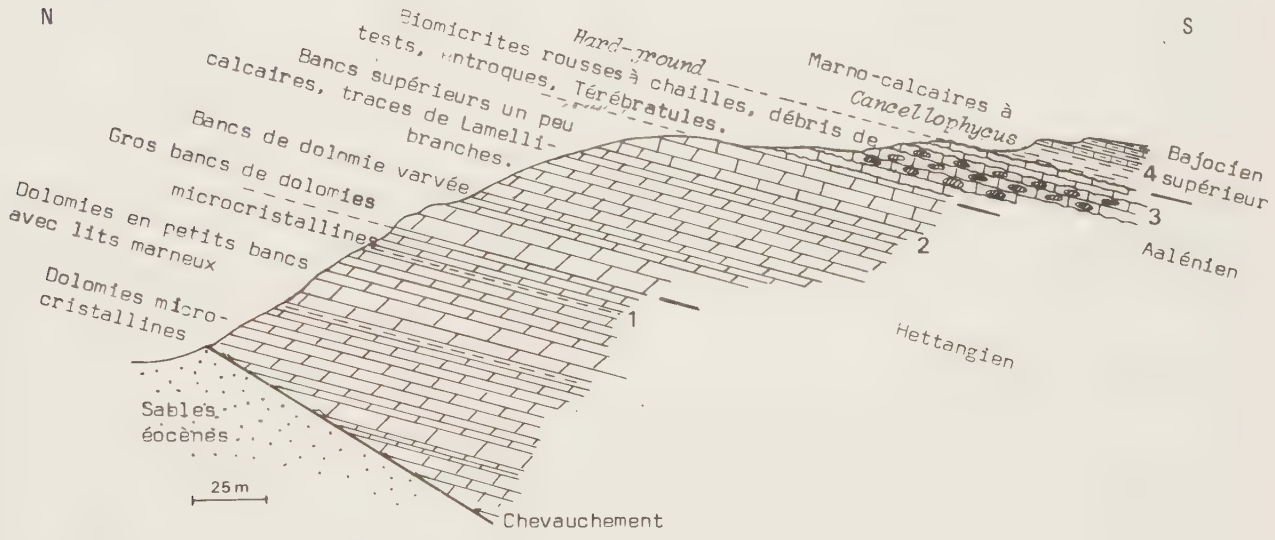


Figure 21 : Coupe du Jurassique inférieur à St-Martin des Pallières

1 *Dolomies claires à débit cubique (130 m).* Elles comportent à la base des gros bancs, surmontés par des niveaux finement lités où les intercalations marneuses verdâtres sont fréquentes. Il faut noter que le passage au Trias supérieur n'est pas visible car l'Hettangien repose en contact anormal sur l'Eocène, au point coté 447,4 (plan directeur Tavernes n° 6).

2 *Gros bancs dolomitiques (15 m).* Ils sont bien visibles en bordure de la route et ont livré à la partie supérieure, au carrefour du chemin du cimetière, quelques empreintes indéterminables (Lamellibranches).

3 *Calcaires à patine rousse en petits bancs irréguliers (8-10 m).* Ils reposent directement sur les dolomies. Ce sont des biomicrites à spicules abondants, entroques, débris de tests, Bryozoaires, colonies d'Annélides et Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.). Ces roches présentent le faciès des niveaux de calcaires à oncolites (Aalénien), mais seraient bajociennes d'après H. Parent et S. Germain (1938).

4 *Marno-calcaires à Cancellophycus.* Ils reposent directement sur la surface ferrugineuse du dernier banc et renferment une faune du Bajocien supérieur (*ibid.*, 1938).

des chailles et des biomicrites à entroques, serait bajocienne. Aucun fossile du Domérien ou de l'Aalénien ne semble avoir été cité dans cette région.

Plus à l'Est, le Jurassique inférieur manque complètement dans la région d'Aups - Moissac. La RN 557 recoupe l'extrémité nord de l'anticlinal des Gypières près du col coté 832 (feuille Salernes 1/50.000) et montre une succession déjà signalée par G. Mennessier (1959, p. 144) : sur les marnes jaunes du Keuper, on trouve, juste au-dessus du virage coté 738, un peu de Rhétien marneux étiré, puis le Bajocien calcaire qui débute par un niveau calcaire peu épais (0,50 m) à oolites ferrugineuses.

On retrouve cette lacune au Nord de Tourtour et plus à l'Est sous Chateaudouble dans la vallée de la Nartuby ; en ce point, la superposition directe du Bajocien sur le Rhétien est particulièrement nette à la base de la petite falaise située sous le village. Mais entre Ampus et Draguignan, les dolomies à débit cubique (Hettangien), puis une faible épaisseur de calcaires clairs aaléniens réapparaissent sous le Bajocien dans les versants du Puy de la Sigue et entre Tourtour et Flayosc. Malheureusement les bons affleurements sont très rares et les calcaires sont le plus souvent tectonisés et dolomitisés. Aussi les modalités de la disparition vers le Nord des dolomies hettangiennes n'ont-elles pu être observées.

II - De Draguignan à Grasse

Au Nord-Est de Draguignan, sur les pentes du Malmont, les dolomies cubiques de l'Hettangien sont peu épaisses, mais bien caractérisées. Elles sont surmontées par une formation calcaire claire, à chailles qui comporte à la base un mince horizon à fossiles aaléniens. Mais au Nord de Figanières et de Callas, ces formations disparaissent et les calcaires à chailles bajociens, très souvent dolomitisés, sont directement superposés au Rhétien. Le contact est malheureusement rarement observable à cause des éboulis ; mais l'absence de couches intermédiaires est nette le long de la route Bargemon - Brovès dans les lacets du col de Bel-Homme, ainsi que plus à l'Est sur la route Fayence - Mons près du château de Bourigaille. Cette lacune du Jurassique inférieur se poursuit vers le Nord-Est dans les unités chevauchantes de Caussols et de l'Audibergue.

A la limite d'érosion des affleurements jurassiques, sur le pourtour du Tanneron, les dolomies cubiques se développent de nouveau depuis Callian à l'Ouest jusque dans la région de Valbonne et Antibes à l'Est. Leur faciès, qui peut facilement être observé dans la montée de la route D 13 A au-dessus de Cabris, ainsi que plus à l'Est dans les gorges du Loup, est très comparable à celui observé à Cuers ; toutefois les bancs sont souvent plus massifs et on remarque souvent des vestiges d'intrasparites ou de pelsparites dolomitisées. Mais il n'y a pas de trace de bancs calcaires au sommet de la formation.

III - De Grasse à Nice

Dans les séries jurassiques tabulaires qui s'étendent entre Vence et Antibes, les dolomies cubiques (Hettangien ?) sont bien développées avec leur faciès habituel (tranchée de l'autoroute, cap d'Antibes). Elles supportent directement les calcaires roux à chailles du Bajocien. Le contact est visible au bord de la route D 6, entre le Pont du Loup et La Colle,

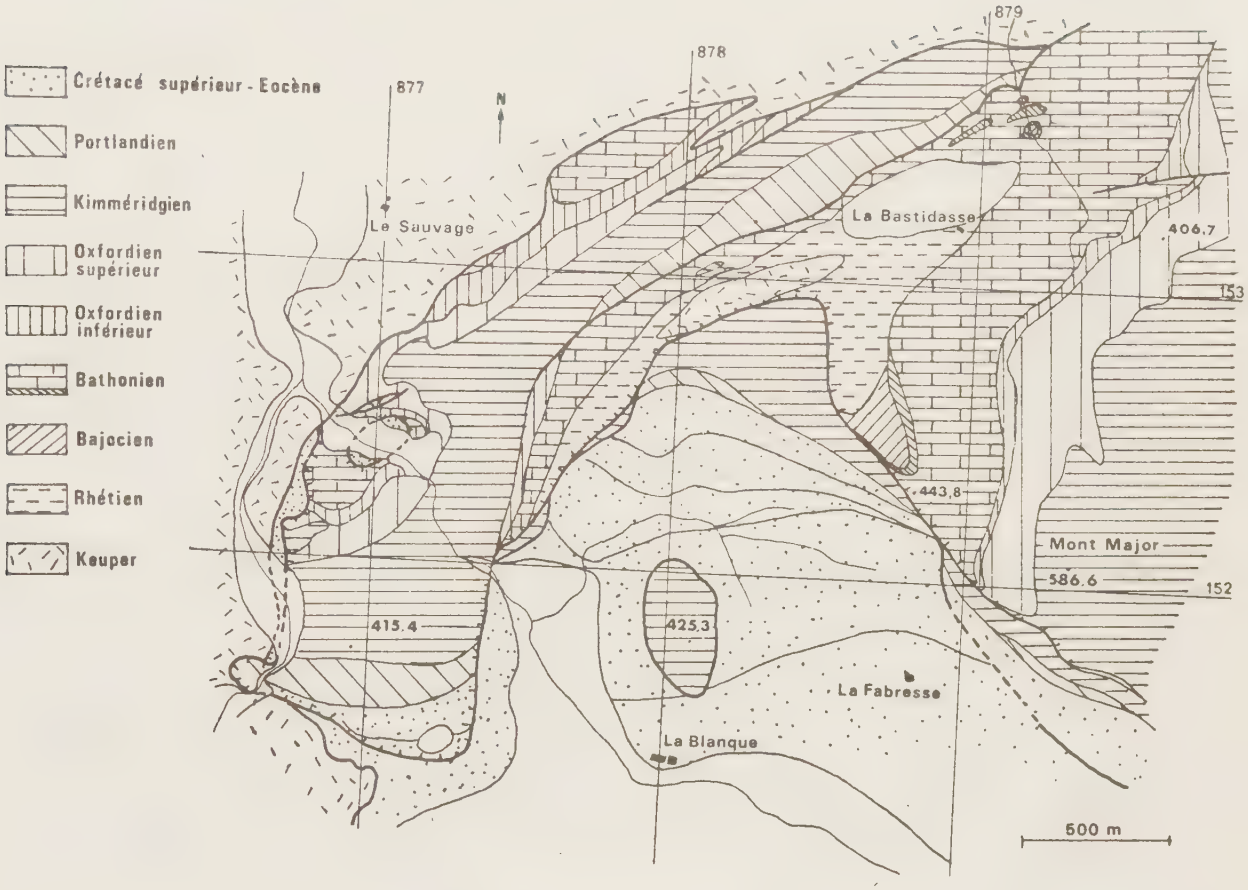


Figure 22 : Carte géologique de la partie occidentale du Mont Major (Nord-Est de Rians) montrant la superposition stratigraphique directe du Bajocien sur le Rhétien et les boutonnières de la Bastidasse (non figurées sur la carte TAVERNES 1/50.000).

Au Nord-Est de Rians, le Trias supérieur (Keuper et Rhétien) affleure à la base de l'unité chevauchante du Mont Major. On n'observe aucune trace des dolomies cubiques ; sur le Rhétien calcaire et marneux reposent des calcaires gris ou roux, peu épais (10 m), renfermant quelques chailles et fréquemment dolomitisés. Ils affleurent (carte figure 22) d'une part au Nord de la Fabresse autour du point de coordonnées x = 878,740, y = 152,400 où ils reposent sur le Rhétien et d'autre part dans une petite charnière anticlinale située au Nord-Est des ruines de la Bastidasse au point de coordonnées x = 879,560, y = 153,540. Ces calcaires ont un âge probablement bajocien, mais ils n'ont pas fourni de fossiles. Ils disparaissent localement, plus au loin, aux environs de la bastide Vaubelle où les calcaires bathoniens reposent directemnnt sur le Rhétien.

La succession est très semblable au Sud de Tavernes et de Fox-Amphoux, où le Bajocien calcaire repose toujours sur le Rhétien sans aucune trace des niveaux intermédiaires. Par contre, plus au Nord, dans les unités chevauchantes de Vinon- St-Julien, ces dolomies semblent bien se rattacher au Dogger (Le Jas de Hugou), mais il est possible qu'au Sud de Gréoux, la partie inférieure de la formation qui comporte des lits marno-dolomitiques verdâtres, se rattache à l'Hettangien (mais le faciès n'est pas vraiment typique) ; la partie supérieure, jaunâtre, avec

A l'extrémité septentrionale de l'anticlinal du Serre de Montdenier, on observe une petite coupe de la base de la série jurassique, en bordure d'une route forestière récente, et dans un ravin situé juste au-dessus d'un virage, au point de coordonnées x = 913,130, y = 185,990. On observe, au contact du Rhétien couvert par des éboulis, une dizaine de mètres de biomicrites dolomitiques de teinte gris beige, à patine rousse, à chailles. Le sommet, très dolomitisé, montre des vestiges d'encroûtements de limonite et supporte directement des dolomies grises très altérées à relief parfois ruiniforme (figure 23).

Ce microfaciès de biomicrite à spicules, fragments de tests fibreux, rares entroques, Bryozoaires (non remaniés) et fragments de Stromatopores, peut être attribué à l'Aalénien ou au Bajocien calcaire (LM 1192). Toutefois, même si l'Aalénien est représenté par cet horizon, le reste du Jurassique inférieur, et en particulier les dolomies "hettangiennes", n'a pas été retrouvé.

Ces calcaires jaunes ou roux, le plus souvent dolomitisés, affleurent également au coeur de l'anticlinal du Grand Margès, au point où le ravin de Vaumale se jette dans le Verdon. On n'observe malheureusement pas les niveaux sous-jacents. Ces mêmes calcaires sont surmontés par des dolomies grises très altérées.

On retrouve également quelques mètres de calcaires à chailles très disloqués surmontant le Rhétien à la base de la série chevauchante de Beynes, sur la route de Majastres, juste à l'Est de la cote 885 (plan directeur Digne 5-6).

V - Conclusion

Dans toute la région qui s'étend depuis Rians, à l'Ouest, jusqu'à la frontière italienne à l'Est et qui se prolonge vers le Nord jusqu'à la vallée de l'Asse, le Jurassique inférieur est très réduit ou totalement absent. Si le Sinémurien, le Pliensbachien et le Toarcien ne se sont jamais déposés, on trouve localement au Sud-Est une faible épaisseur de dolomies cuboïdes (Hettangien ?). Des calcaires roux à chailles (Aalénien), difficiles à distinguer des couches analogues du Bajocien, existent au contraire surtout au Nord.

D - LA BORDURE SEPTENTRIONALE DU HAUT-FOND DU MOYEN VERDON

Au Nord du haut-fond, on retrouve des couches attribuables au Jurassique inférieur, rappelant par certains caractères les séries de la bordure méridionale. Toutefois les faciès sont assez différents et peu fossilifères. L'extension stratigraphique des lacunes est également plus variable. Un certain nombre de coupes de la région comprise entre Digne et Castellane ont été décrites dans les comptes rendus du Colloque sur le Lias français (1961) par Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet pour les microfaciès et R. Mouterde pour les Ammonites. Leurs études n'ont pas été reprises et seules ont été levées quelques successions plus particulières.

I - Le Jurassique inférieur entre Chabrières et Castellane

au lieu dit "Les Valettes". Au point de coordonnées x = 978,520, y = 166,500, on observe le sommet des dolomies cubiques, avec quelques minces intercalations marneuses verdâtres. Juste au-dessus et sans ravinement, se placent des biomicrites gris jaunâtre (entroques, débris de tests et Foraminifères) que rien ne sépare des couches sus-jacentes attribuées au Bajocien. Il faut toutefois signaler que cet âge n'a jamais été confirmé par des Ammonites dans toute la région située à l'Est de Draguignan.

On observe la même superposition directe des "calcaires bajociens" sur les dolomies cubiques entre Valbonne et Antibes ; mais dans cette région de collines boisées, les contacts ne sont que rarement visibles.

Plus au Nord, les dolomies sont encore bien caractérisées au-dessus du Pont du Loup (série autochtone) et se retrouvent avec une puissance plus faible dans la série chevauchante des Baous où elles disparaissent localement dans le ravin du Malvan (au Nord-Ouest de Vence) ainsi qu'au-dessus de St-Jeannet.

Il est beaucoup plus difficile de retrouver, de façon sûre, les formations du Jurassique inférieur dans les montagnes de l'arrière-pays niçois. Les couches très broyées et dolomitisées à la base des lames chevauchantes d'Aspremont et de la Turbie comportent vraisemblablement une faible puissance de dolomies cubiques surmontées par des calcaires roux à chailles qui sont le plus souvent également dolomitiques. Cette succession rappelle les coupes observées dans le secteur de Valbonne, mais de nouvelles recherches seraient nécessaires pour préciser l'étendue et l'importance de la lacune qui affecte le Jurassique inférieur des environs de Nice.

IV - Au Nord des gorges du Verdon

Le Jurassique inférieur affleure localement dans les charnières anticlinales du Serre de Montdenier (Est de Moustiers-Ste-Marie) et du Grand Marges (sortie aval du Canyon du Verdon), ainsi qu'à la base des unités chevauchantes de Barbin et du Mourre de Chanier (au Nord de la Palud).

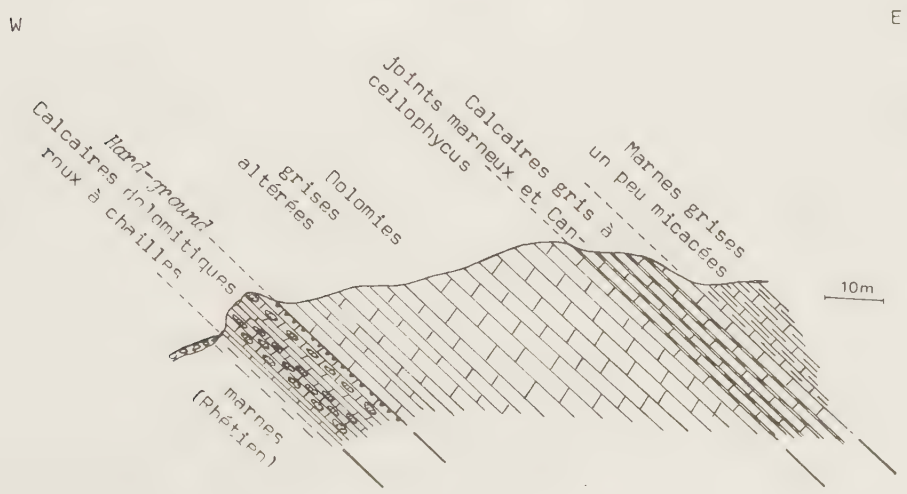


Figure 23 : Coupe de la base du Jurassique à l'extrémité nord de l'anticlinal du Serre de Montdenier.

recouverte d'éboulis et on observe des phénomènes de glissement qui augmentent l'épaisseur apparente de la série (figure 24).

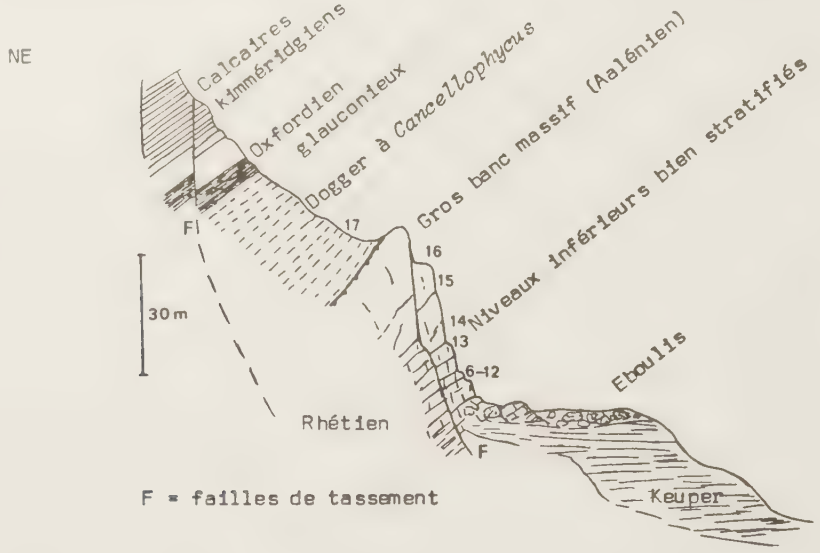


Figure 24 : Coupe de la falaise de la Gondole au Nord- Ouest de Rougon.

6 *Niveau d'intrasparite formant le sommet des niveaux inférieurs (5).*

7 *Bancs plus tendres d'intrasparite fine renfermant quelques chailles.* **Les teintes générales sont gris foncé.**

8 *Gros bancs d'intrasparite gris beige foncé.* **Le ciment est finement cristallisé, avec quelques restes de micrite. Les allochems sont petits (0,1 - 0,5 mm) : intraclastes (micrite souvent recristallisée), quelques débris de tests, de Crinoïdes, de Bryozoaires, nombreux spicules droits (localisés dans les intraclastes et les restes de micrite). Les Foraminifères sont assez fréquents : *Cristellaria* sp., *Planularia* sp., *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp. (LM 1214).**

9 *Biopelmicrites en petits bancs, un peu dolomitisées.*

10 *Gros bancs séparés par des joints noduleux.* **Ils sont formés de biomicrite gris beige à ciment fin avec îlots recristallisés. Les allochems ne sont ni triés ni usés. Ce sont surtout des spicules calcifiés, des oncolites (Cyanophycées et Nubéculaires), quelques débris de tests et de Crinoïdes. Les Foraminifères sont assez fréquents : *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Involutina* sp. conique, *Nubecularia* sp. (LM 1212) ; il s'y ajoute des petits arénacés et *Spirillina* sp. (LM 1212'). Au-dessus un gros banc de biomicrite gris foncé,à chailles, renferme en plus des fragments de colonies d'Annélides (LM 1211).**

11 *Niveau plus tendre donnant lieu à une vire.* **Il est formé par des petits bancs ondulés très siliceux, avec un lit marno-noduleux. Le microfaciès est constitué par des biomicrites à spicules calcifiés, droits ou en Y, avec des Bryozoaires, des Annélides, des débris de tests et des Foraminifères peu fréquents (*Nubecularia* sp., *Cristellaria* sp.). On observe fréquemment des "nodules" de biomicrite renfermant seulement de très nombreux spicules et qui peuvent être les restes de petits spongiaires entiers (LM 1209).**

12 *Gros bancs calcaires (première "barre").* **Ils sont constitués par des pelmicrites gris foncé avec quelques spicules et des débris de tests.**

13 *Petits bancs de biopelsparites gris beige renfermant des grains de glauconie.* **Ils forment une petite vire au pied de la falaise principale. Les allochems sont petits (maximum 0,5 mm) : pellets, débris de Crinoïdes, *Nubecularia* sp., rares *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Hemigordius* sp. douteux. Le ciment qui devait être originellement micritique semble recristallisé (LM 1206').**

Les couches sus-jacentes affleurent dans une falaise massive car les joints deviennent très rares. Elles ne sont restées calcaires que très localement et sont le plus souvent dolomitisées (Majastre, barre des Maurels).

Le Jurassique inférieur affleure le plus souvent à la base des unités chevauchantes vers le Sud-Ouest sur des synclinaux formés de Crétacé et de Tertiaire, ou dans des zones d'écailles compliquées.

1°) CHABRIERES

Juste au Sud du Hameau de Chabrières, sur la rive gauche de l'Asse, la crête 746 est formée par des dolomies noirâtres et des calcaires dolomitiques noirs à chailles, verticaux, dont la puissance totale est d'environ 20 m. Ces couches sont comprises entre le Rhétien marneux à l'Ouest et le Bajocien marno-calcaire à l'Est. En l'absence de fossiles, elles peuvent être attribuées au Lias inférieur (Hettangien - Sinémurien), mais rappellent plus nettement les couches aaléno-bajociennes du Serre de Montdenier. De toutes façons, la série est ici très mince et présente des faciès complètement différents de ceux formant la puissante unité chevauchante du Cousson qui domine au Nord la vallée de l'Asse.

2°) COUPE DE LA GONDOLE

Vers le Sud-Est une coupe a été étudiée au Nord de Rougon, dans l'unité de la Gondole qui fait partie du chevauchement du Mourre de Chanier. A l'Est des ruines notées "Les Bondils" sur le plan directeur Moustiers-Ste-Marie n° 3-4, plusieurs ravins entaillent la base de la falaise jurassique, ailleurs généralement recouverte d'éboulis. Le Jurassique inférieur forme une falaise très continue située entre les cotes 1400 et 1450 et qui porte plus au Sud la cote 1435,0. De plus la dolomitisation qui affecte presque toute la barre, tant à Majastres plus au Nord que dans les pentes qui dominent immédiatement Rougon, est ici très faible, ce qui permet d'observer le faciès calcaire original.

Les niveaux de base ont été étudiés là où le ravin de la Grave entaille la base des calcaires, au point de coordonnées x = 921,180, y = 178,670 (planche VIII) :

1 *Marnes grises ou verdâtres.* **Elles renferment plus bas des intercalations de dolomies rousses et de calcaires noirs lumachelliques (Rhétien).**

2 *Intrasparites grises (2 m).* **Le contact de base est très tranché. Les allochems sont petits (0,1 - 0,8 mm) et montrent parfois un début d'oolitisation ; ils comportent : intraclastes, débris de tests, d'ophiures, spicules calcifiés, fragments de Bryozoaires et de Polypiers, rares Foraminifères (*Nodosaria, Cristellaria*). Les grains de quartz sont rares et montrent le plus souvent un important accroissement secondaire qui tend vers la formation de cristaux automorphes (LM 1219).**

3 *Gros bancs à joints plans (3 m).* **Ils sont formés à la base par une pelsparite grise très recristallisée et un peu dolomitique (petits quartz, débris de tests) et plus haut par une oosparite gris foncé un peu dolomitique.**

4 *Oosparites gris foncé, en bancs, partiellement dolomitisées (3 m).* **Les oolites sont de taille moyenne (0,2 - 0,4 mm) et sont accompagnées par quelques débris de tests de Gastéropodes et des articles de Dasycladacés indéterminables (LM 1217).**

5 *Intrasparites gris foncé à taches jaunâtres.*

Il faut remarquer l'absence des dolomies "cubiques" ; l'Hettangien paraît formé par des faciès d'intrasparites et d'oosparites qui renferment des quartz en partie néoformés et automorphes.

La suite de la coupe a été levée un peu plus au Sud, sur le bord d'un couloir d'éboulis, aux environs du point de coordonnées x = 921,410, y = 178,460. La base de la falaise est

bonne coupe a été levée en bordure de la RN 552 de part et d'autre de la cote 654 (feuille Castellane 1/50.000) (figure 25) :

Figure 25 : Coupe du Jurassique inférieur de la cluse de Chasteuil.

1 *Petits bancs d'intrasparites dolomitiques gris clair.* **Ils surmontent les marnes et calcaires rhétiens qui sont en grande partie masqués par des éboulis.**

2 *Oosparites et intrasparites dolomitiques massives.* **Elles renferment quelques sections de Gastéropodes et forment une première falaise. La puissance est variable (10-15 m).**

3 *Biomicrites grises ou jaunâtres, bien stratifiées (10 m).* **Elles renferment des entroques, des débris de tests et de la glauconie.**

4 *Ensemble massif formant corniche (20 m).* **A la base, des gros bancs sont constitués par des biosparites assez grossières (entroques, oncolites, Nubécularidés, fragments de tests). Celles-ci sont surmontées de micrites à petits débris et nodules concrétionnés. Les teintes sont très claires ou presque blanches. Au sommet, un banc (3 m) de biomicrites (tests, entroques) renferme de petits oncolites rouges imprégnés de limonite. N. Micholet-Boiziau (1962) a trouvé dans la barre massive des Bryozoaires, des Polypiers, des Spongiaires, ainsi que de très nombreux *Nubecularia*. Le même auteur signale dans le banc à oncolites rouges du sommet, marqué par un *hard-ground*, une faune du Bajocien supérieur (*Parkinsonia semicostata* QUENST., *Morphoceras multiforme* d'ORB. et *Terebratula decipiens* DESL..**

5 *Marno-calcaires gris à Cancellophycus.*

On retrouve dans cette coupe une partie des niveaux de La Gondole :

- les intrasparites et oosparites de base (Hettangien), ici en partie dolomitisées ;
- les bancs massifs terminaux à Polypiers, Bryozoaires et *Nubecularia*,
- le *hard-ground* terminal daté ici du Bajocien supérieur.

L'interprétation stratigraphique de cette succession a donné lieu à des attributions d'âge divergentes. La corrélation des faciès avec la coupe de La Gondole permet de rapporter les niveaux *1-2* à l'Hettangien, *3* au Sinémurien ou au Carixien (valves de *Gryphea* aux Maurels), *4* à l'Aalénien. Il est possible que cette dernière formation ait un âge de plus en plus récent depuis Majastre au Nord (Aalénien inférieur et moyen) jusqu'à Chasteuil au Sud (Aalénien et Bajocien inférieur).

c) COUPE DE TALOIRE

14 *Biosparudites beige très clair.* Elles affleurent à la base de la falaise. Le ciment paraît résulter de la recristallisation de micrites qui subsistent par places. Les allochems sont de grande taille et ne sont pas triés : fragments de Polypiers, débris de tests, et d'Echinodermes, quelques algues très recristallisées (Codiacées ?). Les *Nubecularia* encroûtants sont très nombreux (LM 1204).

15 *Calcaires construits (biolithites) formant la partie moyenne de cette même falaise.* Ils montrent (LM 1202 et 1203), dans un ciment de micrite souvent en partie recristallisé, des Polypiers, des Bryozoaires, des spicules ? et de nombreux *Nubecularia*. Les teintes sont toujours très claires, presque blanches. L'état des affleurements situés le plus souvent dans des falaises et la dislocation des assises ne permettent pas de vérifier si ces calcaires construits forment des petits biohermes de dimensions métriques, ou si au contraire se sont développés de grands édifices construits ("récifs"). La faible épaisseur de l'ensemble montre qu'il est plus vraisemblable qu'il s'agisse de petites lentilles isolées, ou d'ensembles stratiformes de type platier.

16 *Biosparudites massives de teinte claire, très recristallisées.* Les allochems sont de grande taille et quelquefois usés ; ils comportent des entroques, des fragments de tests fibreux et recristallisés, des "intraclastes" formés de calcite claire et des fragments de Bryozoaires et de Polypiers. Les Foraminifères sont toujours très rares, à l'exception des *Nubecularia* (LM 1201). Au sommet (LM 1200) il s'y ajoute des Algues qui sont malheureusement très abîmées par la recristallisation (Codiacées ?, *Polygonella* ? ainsi que des Arénacés Lituolidés et quelques *Trocholina* sp.. La surface supérieure de calcaire est profondément corrodée et ferruginisée (*hard-ground*).
Ce faciès provient de la destruction des calcaires construits(*15*)par la houle ou les courants, ce qui montre l'existence possible de platiers ou de petits récifs pouvant émerger aux basses mers.

17 *Marno-calcaires gris à Cancellophycus.* Ils appartiennent au Bajocien supérieur et au Bathonien.

Cette coupe pose un difficile problème stratigraphique. L'attribution au Rhétien des marnes vertes de la base ne fait pas de doute. Au-dessus, en l'absence de fossiles caractéristiques, les coupures sont assez arbitraires. On peut distinguer les niveaux suivants :

a) La formation des intrasparites et oosparites de base (*2-10*) qui renferme des débris d'Algues et de Polypiers ainsi que des quartz automorphes, peut être attribuée à l'Hettangien. En effet des microfaciès voisins ont été signalés par Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet (1961) plus au Nord (Barles, Chaudon-Norante).

b) Il est possible que le banc *11* corresponde au Sinémurien qui avait été signalé, quoique très réduit, par J. Patillet (renseignement oral B. Plauchut) à la barre des Maurels ; mais il n'y a aucune preuve.

c) Le *hard-ground* terminal a fourni à Majastre, à quelques kilomètres plus au Nord, des faunes de l'Aalénien supérieur (R. Mouterde, 1961, p. 718). Il est alors logique d'attribuer les calcaires à spicules et les lentilles construites *15-16* à l'Aalénien inférieur par analogie avec les faciès identiques mais datés du bassin provençal. Toutefois ici, on note un développement exceptionnel des biolithites et de la dolomitisation.

Il est vraisemblable qu'une lacune affecte le Sinémurien, le Pliensbachien et la majeure partie du Toarcien dont on ne retrouve pas les faciès caractéristiques (silicifications abondantes, biomicrites à Crinoïdes jointifs).

3°) COUPE DE CHASTEUIL

En aval du hameau de Chasteuil, la vallée du Verdon entaille par une cluse profonde l'unité chevauchante de Rougon-Robion, prolongement oriental du Jurassique de La Gondole. Une

au Nord du barrage de Castillon, au point où la falaise cotée 992,0 formée par le Jurassique inférieur, est recoupée par la route (plan directeur Castellane n° 1). La série débute, au-dessus du Rhétien, par 2 à 3 m d'intrasparite légèrement dolomitique ; puis après une zone couverte d'éboulis, affleurent des petits bancs ondulés ou même noduleux de biomicrite gris bleu un peu argileuse à Gryphées (Sinémurien), surmontés vers le Nord par de gros bancs à chailles formés de biomicrites recristallisées à articles de Crinoïdes jointifs (Carixien ?). Au sommet de cette barre, un banc qui renferme de nombreux *Nubecularia* serait attribuable à l'Aalénien : il est formé par 15 cm de calcaire très ferrugineux, tendre, bréchoïde, renfermant des fossiles souvent brisés (Ammonites), des intraclastes, des pisolites à nucléus limoniteux atteignant 1 à 2 cm de diamètre et des grains phosphatés noirâtres. Cette formation qui indique l'existence, à l'Aalénien, de fonds balayés par des courants, supporte directement les marno-calcaires à *Cancellophycus*.

Cette coupe montre donc toujours à la base des intrasparites hettangiennes, mais le Sinémurien apparaît pour la première fois (biomicrites à Gryphées), ainsi que le Carixien qui présente des faciès de même type que ceux du bassin provençal. Mais le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien qui ne sont pas déposés, sont représentés par des *hard-ground* et des lits de calcaires bréchiques ferrugineux.

J. Debelmas (1961) a décrit à environ 10 km plus à l'Est, au-dessus du replat de La Palud (à 800 m au Sud du Touyet par Ubraye), une lentille de calcaire à oolites ferrugineuses d'âge aalénien qui correspond au banc bréchique de Castillon et suggère également des zones de courants à dépôts réduits.

2°) COUPE DE SOLEILHAS

A l'Est de Castellane, le flanc nord du pli de Soleilhas donne une bonne coupe du Jurassique supérieur qui peut être facilement observée le long du sentier longeant, au Nord du village, le ravin du Riou. Le Jurassique inférieur forme une arête rocheuse (portant la cote 1333,5 - plan directeur Castellane n° 2). La série a été levée (planche IX) au point de coordonnées x = 946,500, y = 182,980 où le ravin tourne brusquement. Les couches plongent fortement vers le Nord.

1 *Marnes verdâtres affleurant mal*. Elles renferment des intercalations calcaires à *Avicula* sp. et sont attribuées au Rhétien.

2 *Gros bancs microbréchiques gris foncé à patine rousse*. Ils renferment de très petits galets (quelques millimètres) de calcaire dolomitique jaune. Ce microfaciès d'intrasparite renferme en plus de ces extraclastes (arrachés au Rhétien sous-jacent ?) des gros grains de quartz (1 mm) à texture en mosaïque engrenée et extinction roulante, des intraclastes (micrite avec souvent des petits quartz), des entroques (Crinoïdes et Echinides) et des débris de tests. Le banc de base (LM 1237') montre en plus quelques fragments concrétionnés remaniés d'oncolites à texture stromatolitique. Les Foraminifères sont peu fréquents (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., quelques *Nubecularia*).

3 *Groupe de gros bancs en relief (2,50 m)*. Ils sont formés de biomicrites qui renferment à la base (LM 1236') des fragments de tests, des spicules, des entroques et qui montrent plus haut (LM 1236) le faciès à articles de Crinoïdes jointifs. On observe encore quelques gros quartz et de petits grains où sont associés phosphates et glauconie.

4 *Biomicrites gris beige*. Un banc plus tendre glauconieux renferme des entroques parfois silicifiées (LM 1235 A). Il est surmonté par un ensemble massif (3 km), en relief dans la topographie, formé de biomicrites gris beige dont les allochems ne sont ni triés ni usés : spicules calcifiés, débris de tests, de Bryozoaires (LM 1235 et 1234). La microfaune est assez abondante : aux *Nodosaria* et *Cristellaria* sont associés des petites Milioles, des *Glomospira* et de rares *Involutina*. Ce banc se termine par un hard-ground.

Au Sud-Ouest de Castellane, la vallée du Verdon traverse au Nord de Taloire une autre série jurassique qui a été étudiée par N. Micholet-Boiziau (1962). La coupe débute à la base par 6 m de dolomie, surmontés par des calcaires à chailles (18 m) qui, renfermant des "filaments", pourraient être attribués à l'Aalénien. Ils supportent un banc de calcaire (biomicrite) à oncolites rouges limonitisés qui se termine par un *hard-ground* ayant livré une faune du Bajocien supérieur. Une comparaison avec la série de Chasteuil montre que la "barre" massive de l'Aalénien a disparu et que l'Hettangien, s'il existe, est très réduit et entièrement dolomitisé.

5°) COUPE DE TAULANNE

Au Nord de Taulanne (entre Castellane et Barrème), la route nationale 85 recoupe la série jurassique de Pré-Chauvin qui a été étudiée du point de vue stratigraphique par R. Mouterde (1961). L'Hettangien présente un faciès de calcaire argileux à *Psiloceras* sp. ; il est surmonté par 5 m de biomicrites à articles de Crinoïdes jointifs (Carixien ?) se terminant par un hard-ground qui montre une faune d'Ammonites du Bajocien inférieur (Lanquine, 1929, p. 268). Il est surmonté par un banc très fossilifère du Bajocien supérieur. Ces deux derniers niveaux sont bien visibles dans une petite carrière située dans le virage de la RN 85, au point de coordonnées x = 929,720, y = 183,910.

Les niveaux aaléniens manquants sont remplacés par des surfaces ferrugineuses marquant une période de non-dépôt qui semble s'être prolongée depuis le Carixien jusqu'au Bajocien. Par contre on observe ici un faciès calcaire fossilifère de l'Hettangien qui annonce les séries dauphinoises.

6°) CONCLUSION

Le Jurassique inférieur est formé entre Chabrières et Castellane par des faciès calcaires où sont seuls représentés les étages inférieurs et supérieurs du sous-système : à la base l'Hettangien est formé par des intrasparites et des oosparites souvent dolomitiques ; au-dessus viennent directement les formations de l'Aalénien passant peut-être insensiblement au Bajocien inférieur, dans lequel se développe le faciès à Bryozoaires, Polypiers et *Nubecularia*, avec même par place des lentilles construites "subrécifales", très souvent dolomitisées. L'existence des étages intermédiaires est problématique. Il semble qu'une lacune générale affecte le Sinémurien, le Pliensbachien et le Toarcien, qui ne commencent à apparaître que vers le Nord-Est alors que les faciès "zoogènes" de l'Aalénien disparaissent.

II - Le Jurassique inférieur de Castellane à la vallée du Var

Le Jurassique inférieur de cette région marquée par des plis et chevauchements d'axes Est-Ouest, montre peu de bonnes coupes, et de plus, est rarement fossilifère. Seules seront décrites ici quelques successions qui marquent l'extension vers l'Est de la bordure septentrionale du haut-fond du moyen Verdon.

1°) COUPE DE CASTILLON

L'étude de cette coupe qui a été publiée par Ph. Riche, F. Rivier, et J. Micholet (1961), n'a pas été reprise en détail. Elle est située en bordure de la RN 555 à environ 1 km

3 *Petits bancs de calcaires un peu argileux noirs (10 m).* Ils surmontent un lit marno-dolomitique noirâtre et renferment des chailles noires. Ils sont fortement envahis par la dolomitisation qui ne laisse subsister (LM 835) que quelques allochems silicifiés et des petits grains de quartz.

4 *Gros bancs de biomicrites dolomitiques noires.* Ils sont riches en matières organiques brunes (cassure fétide) et montrent principalement des articles de Crinoïdes et des débris de tests, avec quelques grains de phosphates et de glauconie. Les silicifications, fréquentes sont (LM 836) envahies par la dolomie. Le sommet est marqué par un *hard-ground* à fossiles brisés et nodules phosphatés.

5 *Niveau de marnes grises, coupé par de petits lits de calcaire argileux, plus fortement entaillé par l'érosion.*

6 *Bancs durs de calcaires un peu argileux gris foncé, à taches noires.* Ils renferment de nombreuses chailles noires. Les joints sont plans, assez épais et formés de calcaire argileux brun foncé. Ce sont des biomicrites à spicules calcifiés (droits ou en Y), articles de Crinoïdes et débris de tests qui sont légèrement dolomitiques à la partie inférieure (LM 839). A la partie supérieure (LM 839'), le microfaciès est un peu différent : les biopelmicrites ont un ciment légèrement recristallisé, riche en pyrite et matières organiques brunes, et renferment des petits quartz à accroissements secondaires et des lamelles de muscovite. Les allochems sont surtout formés de spicules, de pellets, et de quelques tests fins. Les traces de bioturbation sont fréquentes.

7 *Banc plus tendre, très glauconieux, renfermant des Ammonites roulées et brisées et de gros nodules phosphatés.* La faune indique un âge Bajocien supérieur (R. Bordet, 1950, p. 13).

8 *Marno-calcaires gris à Cancellophycus (Bathonien)*

Cette coupe montre deux formations principales : à la base un ensemble calcaréo-dolomitique (2-4) daté plus au Nord de l'Hettangien - Sinémurien inférieur (A. Faure-Muret, 1955) et au sommet une formation calcaréo-marneuse à chailles d'âge aaléno-bajocien. Il semble que comme au Nord-Est de Castellane, une lacune affecte le Sinémurien supérieur, le Pliensbachien et le Toarcien.

La série est peu différente, quoique légèrement plus puissante, sur le flanc nord du dôme de Barrot, entre Guillaumes et Villeneuve d'Entraunes. On retrouve en particulier, dans des couches très tectonisées recoupées par la RN 202 au Nord-Ouest du carrefour de la route D 24 de Châteauneuf, les biomicrites à Crinoïdes (avec des lits microbréchiques), les calcaires argileux aaléno-bajociens à chailles et le niveau fossilifère bajocien. Ce dernier, qui est marqué par un *hard-ground* avec fossiles remaniés plaqués sur la surface limonitisée, est visible entre deux failles sur le revers nord d'un gros bloc laissé en place entre la route et le Var, au point de coordonnées x = 958,750, y = 210,950.

Les séries peu puissantes et coupées de lacunes s'étendent ainsi très largement au Nord-Est de la bordure septentrionale du haut-fond du moyen Verdon. Si les faciès sont un peu différents de ceux observés en Provence méridionale (prédominance des biomicrites noires un peu argileuses) il n'en reste pas moins beaucoup d'analogie notamment, l'importance de la dolomitisation.

E - LES SERIES DE LA REGION D'AIX EN PROVENCE

A l'extrémité occidentale de la région étudiée, l'anticlinal complexe de Ste-Victoire, situé à l'Est d'Aix en Provence, montre le Jurassique inférieur, des formations très différentes de celles du reste de la Provence méridionale et qui s'apparentent aux successions des régions

5 *Couches plus tendres et affleurant mal.* Le faciès de biomicrite à spicules (LM 1233') se poursuit, avec de plus, quelques grains de glauconie et de phosphates. Les chailles sont abondantes. Il est probable que cet ensemble se termine aussi par un *hard-ground*.

6 *Calcaires à chailles noires et joints marneux.(8 m).* Ils affleurent mal au bord du sentier. Les joints montrent souvent des empreintes de *Cancellophycus*.

7 *Bancs à base nette et très ondulée.* Ils sont formés de biomicrite très glauconieuse (petits quartz, entroques, fragments de tests). Par place le ciment est imprégné de limonite (LM 1233 A).

Les découvertes de faunes d'Ammonites citées par J. Debelmas (1961) permettent d'attribuer les niveaux *2* et *3* au Sinémurien, *4* et peut-être *5* à l'Aalénien (avec le faciès à spicules, Bryozoaires, *Mubecularia*) ; le niveau *6* se rattache vraisemblablement au Bajocien, *7* représentant un horizon de condensation stratigraphique du Bajocien supérieur que nous retrouverons plus à l'Est, à Daluis.

Cette coupe montre l'extrême réduction du Lias inférieur et moyen avec des faciès de microbrèches à matériel détritique (présente d'extraclastes et de gros quartz), ce qui est assez exceptionnel. Si l'origine des calcaires dolomitiques jaunes semble pouvoir être recherchée dans le Rhétien sous-jacent, les quartz à texture en mosaïque proviennent directement ou indirectement d'un affleurement de socle granito-gneissique qu'il est difficile de situer au Sud, car le socle du Tanneron était recouvert à cette époque par au moins 1000 m de Trias.

Plus à l'Est, dans la vallée de l'Estéron, il est presque impossible de dater les assises dolomitiques à chailles qui affleurent à la base de la série chevauchante de la montagne de Charamel dans la Cluse d'Aiglun. Deux interprétations stratigraphiques de cette coupe sont possibles : les assises dolomitiques de base sont attribuées à l'Aalénien et la barre zoogène au Bajocien, ou bien les dolomies sont rapportées au Bajocien et les bancs supérieurs au Bathonien, le Jurassique inférieur étant alors très réduit (dolomitique) ou absent. Cette dernière hypothèse étant la plus vraisemblable, cette coupe sera décrite avec le Jurassique moyen (voir p.231).

Plus à l'Est encore, à la limite de la région étudiée, le Jurassique inférieur a été signalé dans l'unité chevauchante du Mont Vial qui domine la vallée du Var en amont de St-Martin-du-Var. Un examen sommaire de la succession entaillée par la route du relais de télévision montre au-dessus d'une assise dolomitique, des calcaires noirs à entroques, surmontés par une épaisse série de calcaires argileux. La présence du Lias inférieur est probable.

3°) COUPE DE DALUIS

Les faciès peu puissants et coupés de lacunes s'étendent plus au Nord, dans la haute vallée du Var. Sur la bordure sud-ouest du "dôme" de Barrot, les formations du Jurassique inférieur sont recoupées par la RN 202, juste au Sud du carrefour de la route de Daluis-village (planche X) :

1 *Biosparudites gris foncé alternant avec des marnes noires ou vertes.* Ce niveau qui renferme des passées de lumachelles et surmonte des gypses rouges, est attribué au Rhétien.

2 *Gros bancs de dolomies grises largement cristallisées (14 m).* Ils montrent (LM 834) par places des fantômes d'allochems et des chailles plus ou moins détruites par la dolomitisation.

Les assises sont bien visibles à la faveur des déboisements et de l'érosion des berges du barrage. La coupe est pratiquement continue depuis le sommet des dolomies cuboïdes. (Hettangien) jusqu'à la base du Toarcien. Les divers termes ont été étudiés de façon plus ou moins détaillée suivant le faciès et l'état des affleurements dont la position est donnée par la carte de la figure 26 : les meilleures conditions d'observation sont réalisées lorsque le niveau des eaux est assez bas, le long de l'itinéraire A - B - C, complété par D - E pour les couches terminales. La coupe générale est complétée par des levers plus détaillés dans les zones particulièrement intéressantes. La succession est représentée par la coupe d'ensemble de la figure 27 et sur le log de la planche XI.

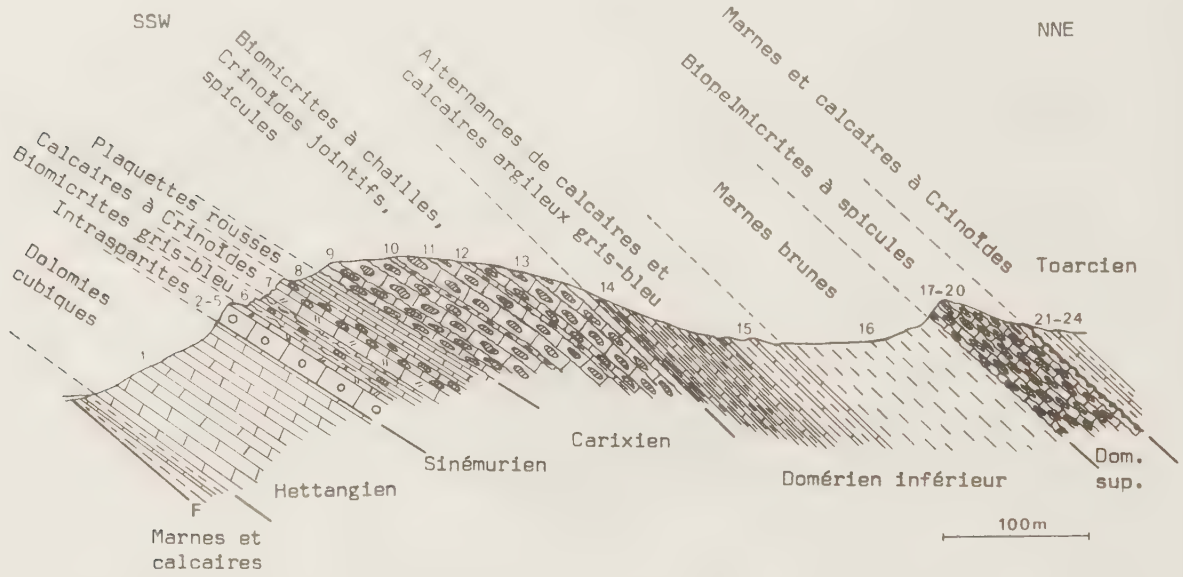


Figure 27 : Coupe du Jurassique inférieur au Sud-Est des Bonfillons.

1 *Dolomies gris foncé à gris clair, bien stratifiées, à débit cubique (100 m).* Elles reposent sur le Rhétien fossilifère. On observe en plusieurs points des intercalations d'intrasparites dolomitiques gris foncé ou noires.

Au-dessus, les niveaux calcaires 2 à 7 sont détaillés sur la planche XII.

2 *Intra-oosparites grises (1,50 m).* Les allochems sont très isométriques : intraclastes (micrite), oolites (1 à 2 couches), rares tests recristallisés, quelques quartz automorphes (accroissements secondaires autour d'un grain détritique) et débris de Dasycladacées (LM 2362).
Vers le haut, apparaissent d'assez nombreux coprolithes de Crustacés qui se rapprochent du genre *Favreina* Parejas. Les Foraminifères sont rares (débris de Lituolidés).
Le sommet du banc montre un *hard-ground* percé de très nombreux terriers. Ces derniers, dont le diamètre est de l'ordre de 2 à 3 mm, souvent très rapprochés, descendent avec un trajet sinueux jusqu'à une dizaine de centimètres de profondeur. Ils ont été creusés dans un sédiment déjà consolidé car ils recoupent les allochems. Leur remplissage, de nature très différente, est formé de micrite un peu ferrugineuse jaunâtre, à très petits grains de quartz.
Ce banc est attribué au sommet de l'Hettangien : niveau à coprolithes de Crustacés et débris de Dasycladacées.

3 *Petit banc de biomicrite (LM 2366) à ciment fin abondant et petits allochems (15 cm).* Ils renferment des grains de quartz (rares), débris de Crinoïdes, de tests, d'Algues et des Foraminifères (*Lituolidae, Verneuilinidae*).

dauphinoises. La position de ce secteur, à l'extrémité occidentale du haut-fond du moyen Verdon, justifie son individualisation comme unité distincte.

Le Jurassique inférieur, qui affleure de façon presque continue depuis la ville d'Aix, jusqu'au hameau de Claps, à l'Est de Vauvenargues, présente d'Ouest en Est, d'importantes variations de faciès et de puissances qui ont déjà été décrites (C. Tempier, 1968). La coupe la plus complète est située en bordure du lac artificiel de Bimont, au Sud-Est du hameau des Bonfillons.

I - Coupe des Bonfillons

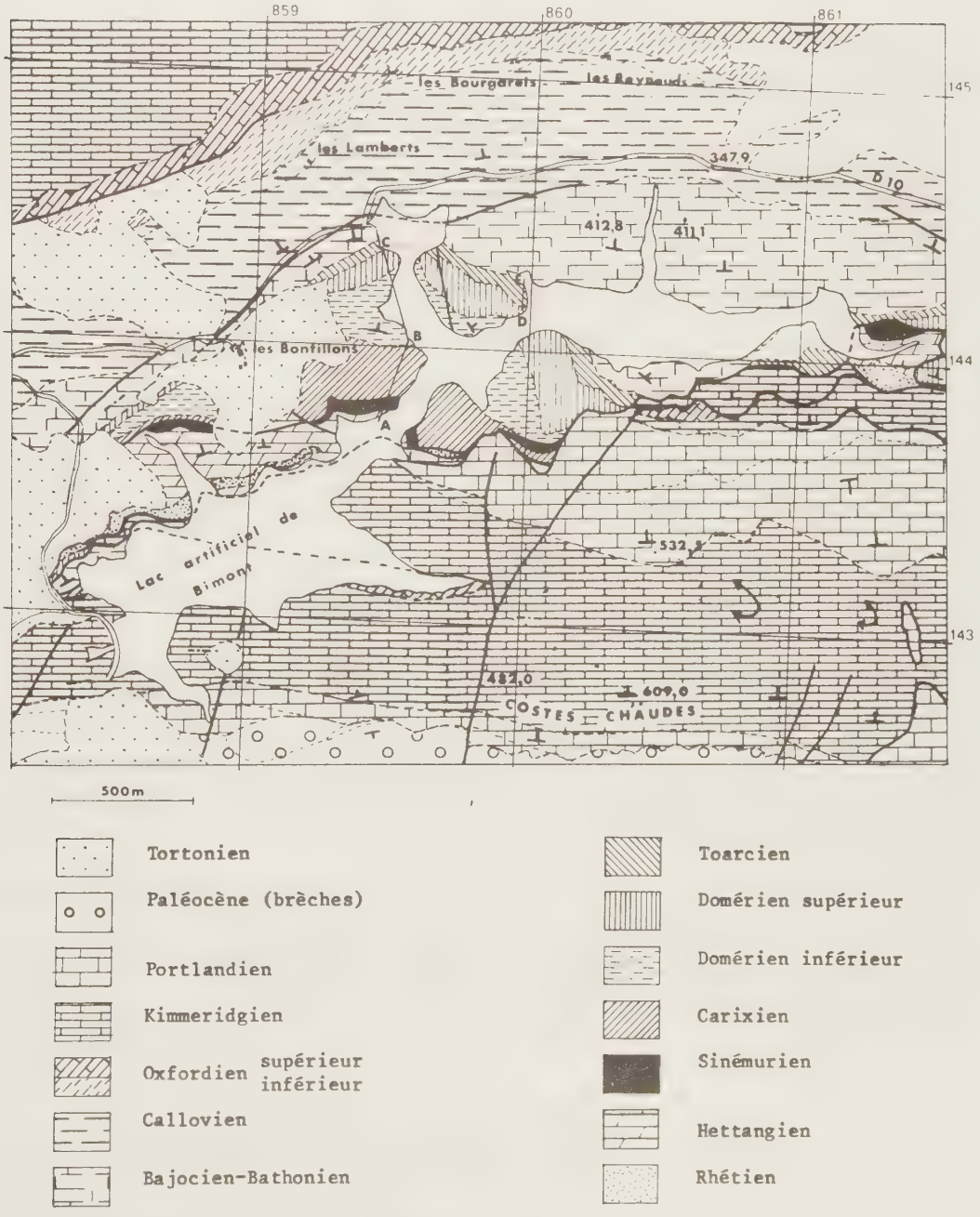


Figure 26 : Position des affleurements de Jurassique inférieur aux environs des Bonfillons.

et des biomicrites (2388) à ciment abondant et allochems non remaniés (tests, spicules, Crinoïdes plus rares). A la partie inférieure existent des bancs de biosparites à entroques (LM 2386) qui renferment des nodules (intraclastes ?) de micrite à spicules, pouvant indiquer des remaniements. Les silicifications sont très fréquentes dans certains allochems (tests "fibreux", entroques). A la partie supérieure, le grain devient plus fin et la glauconie apparaît, quoique rare et souvent altérée.

Au-dessus de la deuxième falaise, les couches, en partie masquées par la végétation, sont moins visibles. Le niveau *8*, est formé de calcaires brun foncé ou noirs, riches en matière organique et en pyrite, présentant une patine rousse. Le détail est donné par la figure 29.

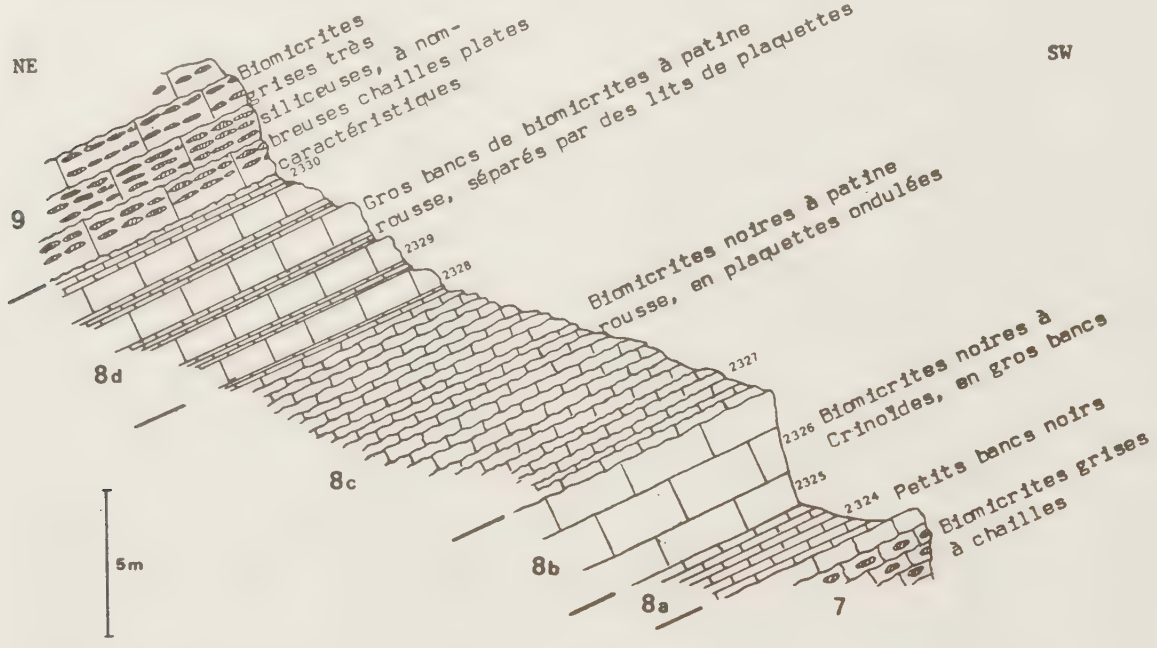


Figure 29 : Coupe de la partie supérieure du Sinémurien au Sud-Est des Bonfillons.

8a *Plaquettes de biopelmicrites noirâtres formant vire.* Les allochems sont très hétérométriques : Crinoïdes, pellets, tests. On note aussi quelques grains de glauconie et de phosphates (LM 2324). Les Foraminifères sont fréquents avec l'association banale *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., ce dernier étant très rare.

8b *Gros bancs de biomicrite noire, à joints plans (3,50 m).* Ils montrent (LM 2326) des allochems anguleux : entroques, fragments de tests, Scaphopodes, souvent silicifiés. Ils contiennent de très petits quartz et des grains de glauconie et phosphates.

8c *Calcaires gris noirâtre, à patine rousse se débitant en plaquettes ondulées.* Le microfaciès reste très constant (biomicrites à Crinoïdes et tests fragmentés).

8d *Gros bancs de même faciès séparés par des plaquettes (6 m).*

La formation *8* est attribuée par G. Corroy (1957) au Sinémurien supérieur (Lotharingien), mais la localisation* et la détermination des faunes citées sont à revoir et à vérifier. Nous n'avons pas retrouvé d'Ammonites dans ces niveaux.

9 *Bancs souvent épais, à joints ondulés, renfermant de très nombreuses chailles noires (25 m).* Ils sont formés de biomicrite gris foncé à patine brune, où domine le faciès à articles de Crinoïdes jointifs associés à des spicules et à quelques tests. Les premiers bancs sont caractérisés par de très nombreuses petites chailles plates disposées parallèlement aux plans de stratification.

10 *Biomicrites un peu argileuses affleurant dans une vire (5 m).* Le ciment est abondant et les allochems sont très petits et souvent indéterminables (entroques, tests et quelques petits quartz). Les Foraminifères sont toujours rares (*Planularia* sp., *Spirillina* sp).

* La faune citée par cet auteur a été trouvée hors de cette coupe, au Sud-Ouest de Vauvenargues.

3b *Petits bancs gris ou jaune-beige, finement stratifiés.* Ils sont formés de micrite dolomitique (rares petits quartz, tests fins). Le sommet de cette formation est légèrement raviné au contact des calcaires sus-jacents.

La formation *4* qui repose sur *3* suivant une légère discordance de ravinement, constitue une petite barre massive bien visible dans la topographie.

4a *Intrasparudites.* Elles renferment (LM 2369) de gros intraclastes de micrite dolomitique jaune (provenant des bancs sous-jacents) et de pelmicrite grise. Les autres allochems sont bien triés : intraclastes de type "lumps", oolites, débris de tests et de Dasycladacées (rares).

4b *Intrasparudites formées exclusivement d'intraclastes de micrite (LM 2370).*

4c *Oosparites gris clair.* Elles sont localisées au-dessus d'un joint peu visible. Les allochems sont très isométriques et comportent toujours des débris de Dasycladacées.

4d *Oosparites légèrement dolomitiques (LM 2374).* On observe de très nombreux fragments de grosses Dasycladacées, malheureusement indéterminables (les articles sont usés et recristallisés).
Le contact avec la formation sus-jacente se fait très brusquement par un joint stylolitique qui s'est superposé à un *hard-ground* dont les perforations remplies de biomicrite à entroques subsistent par places (figure 28, schéma de la lame 2375).

Figure 28 : schéma de la lame 2375

5 *Biomicrites à allochems jointifs (LM 2377).* Ces derniers sont rangés suivant des litages obliques ; ce sont des articles de Crinoïdes, des tests, de rares intraclastes et oolites. Vers le sommet où apparaissent de grandes chailles, on observe souvent des tiges de *Pentacrinus* non dissociées. Les joints sont très ondulés et les surfaces ferrugineuses fréquentes.

6a *Calcaires argileux gris bleu (biomicrites) en petits bancs ondulés.* Ils renferment d'assez nombreux exemplaires de *Gryphea arcuata* LAM. associés à d'autres Lamellibranches.

6b *Lits noduleux et plus marneux alternant avec des bancs à chailles.* Ces derniers sont formés de biomicrites (2382) à ciment abondant et allochems non remaniés : pellets, spicules calcifiés, entroques et débris de tests.

6c *Calcaires argileux gris bleu en petits bancs ondulés, surmontés par un niveau noduleux.*

L'ensemble des formations *3-4-5* et *6* est attribué au Sinémurien (moyen et supérieur d'après L. Collot, 1880) ; mais il n'y a pas d'argument probant pour rapporter à cet étage, plutôt qu'à l'Hettangien, les intrasparites *4*, les contacts de ravinement et les surfaces durcies de la base constituant le seul indice de séparation des deux étages.

7 *Bancs réguliers gris bleu foncé renfermant de nombreuses chailles dans le tiers supérieur.* Ils forment une deuxième petite falaise et les microfaciès sont assez variés : les biosparites (LM 2393) à allochems jointifs (Crinoïdes) alternent irrégulièrement avec des micrites

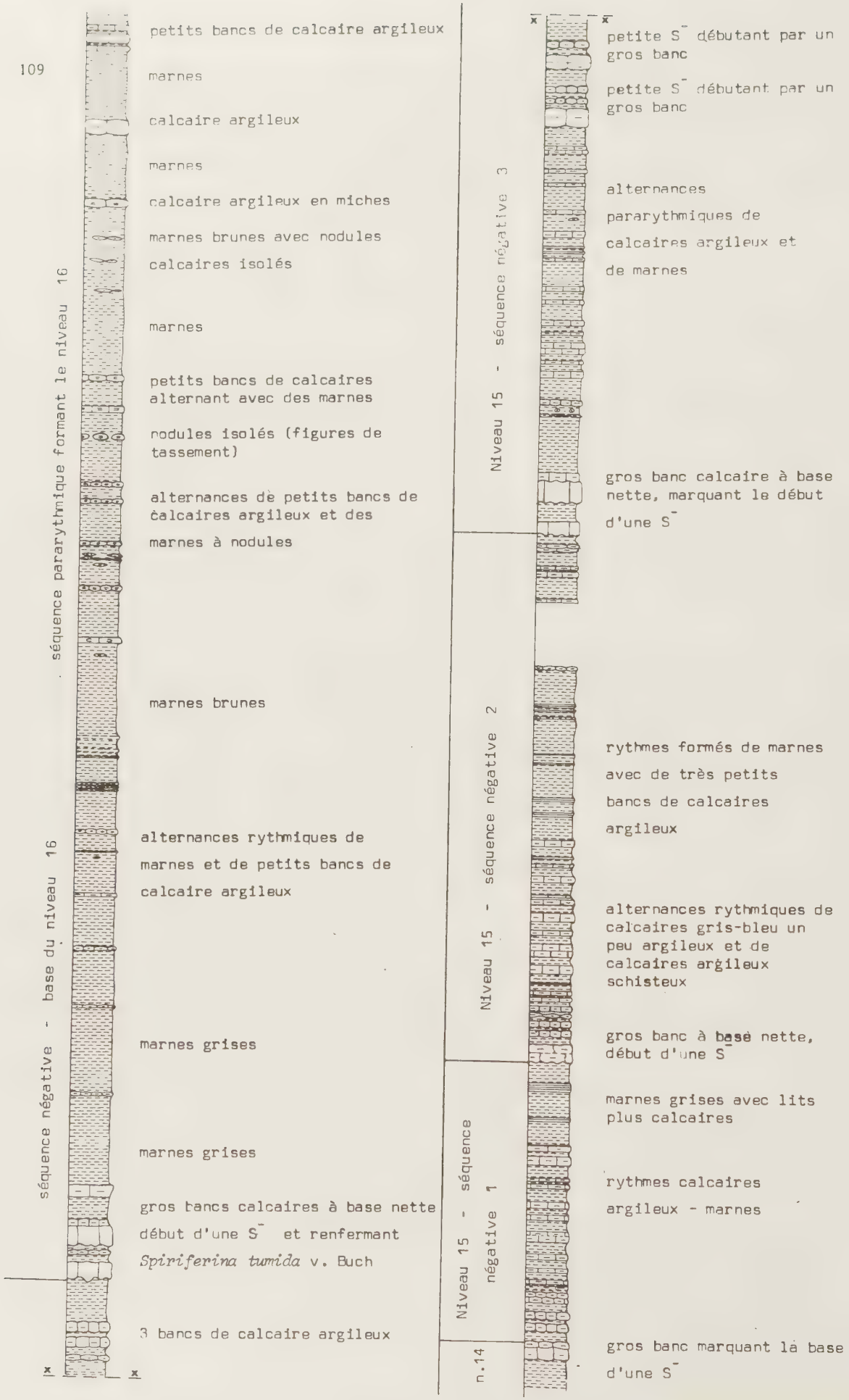


Figure 31 : détail du niveau 15 (Domérien).

Figure 30 : Détail de la stratification au passage Carixien - Domérien

11 *Calcaires identiques à ceux de la formation 9 (30 m).* Ils forment une nouvelle falaise et renferment de très rares *Gryphea cymbium* LAMK.

12 *Récurrence du faciès 10 formant une nouvelle vire (6 m).*

13 *Gros bancs de biomicrites grises à chailles formant la falaise terminale (25 m).* Les joints ondulés, avec souvent des lits marneux et des nodules, sont très variés : la figure 30 donne un lever détaillé de la forme et de la fréquence des diastems dans la moitié supérieure de la formation et lors du passage aux marnes sus-jacentes. Les bancs les plus irréguliers correspondent aux passées très siliceuses.

Les formations *17* et *18* renferment la microfaune (*Hemigordius* sp., *Nubecularia* sp.) du Domérien supérieur du bassin provençal. Cet âge est confirmé par L. Collot (1880, p. 18) qui signale *Pleuroceras spinatum* BRUG., à Collongues, à 5 km plus à l'Ouest.

Au sommet de la falaise, les chailles disparaissent et sur quelques mètres les faciès deviennent très variés. La coupe a été levée sur le tronçon D-E, juste à l'Est de la cote 389,2 sur la crête et plus au Nord (figure 33).

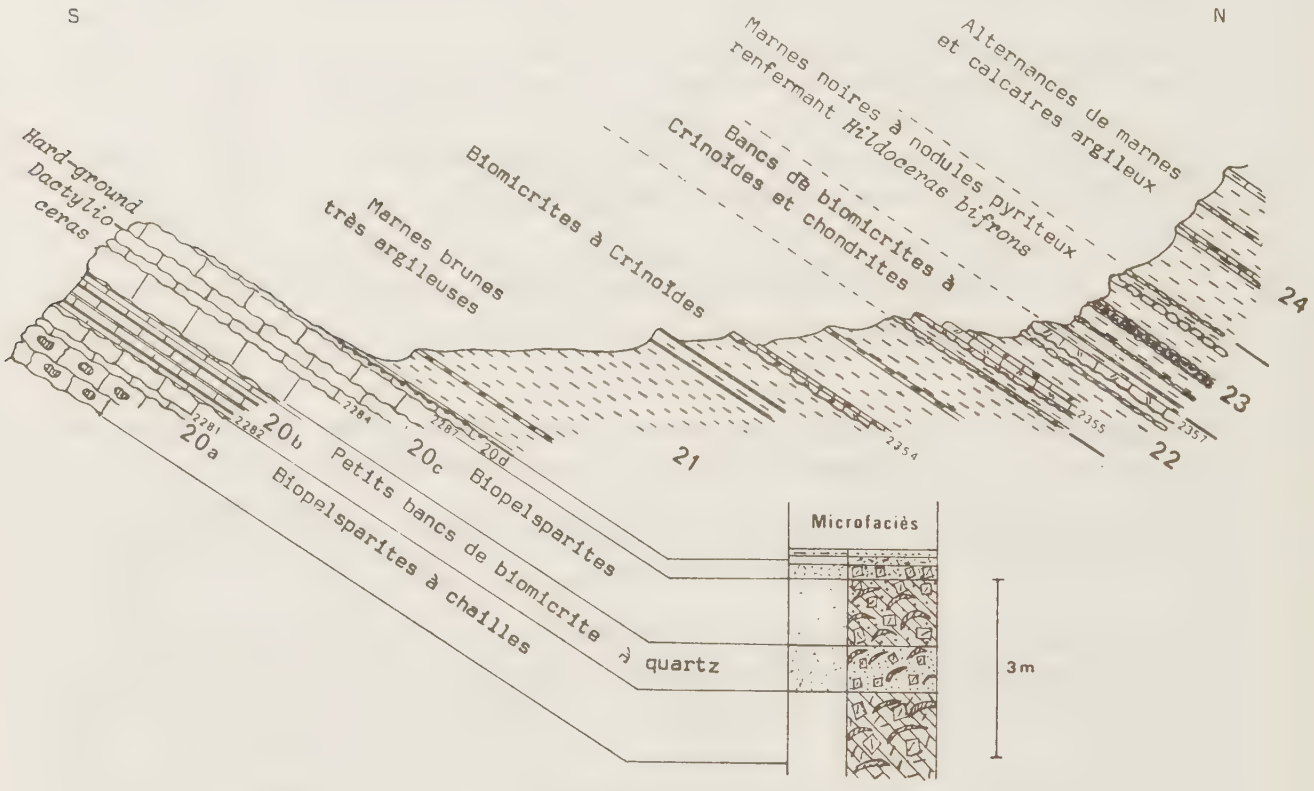


Figure 33 : Coupe du Toarcien

20a *Biosparite (biomicrite très recristallisée) à allochems jointifs.* **articles de Crinoïdes, gros spicules calcifiés, fragments de tests (LM 2281).**

20b *Petits bancs à joints calcaréo-marneux plans.* **Ils sont formés par une biomicrite gréseuse (LM 2282) : les grains de quartz sont petits (0,1 mm) mais très abondants (plus de 30 %) ; il y a également quelques cristaux usés de hornblende verte, auxquels s'ajoutent des allochems (débris de tests, entroques), également très petits.**

20c *Bancs à joints ondulés, affleurant sur la crête et sur son revers nord-est.* **Ils sont formés de biopelsparites à rares petits quartz, pellets et débris de tests (LM 2284) auxquels s'ajoutent des entroques et des Foraminifères (*Glomospira* sp., *Hemigordius* sp., *Verneuilinidae*, Milioles) assez fréquents (LM 2287). Les joints, largement dégagés, ont fourni plusieurs exemplaires de *Dactylioceras* cf. *semicelatum* SIMPS. avec des *Nautilus* sp. indiquant l'extrême base du Toarcien. Au sommet (LM 2289) les éléments détritiques sont de nouveau très abondants, avec des entroques et un peu de glauconie.**

20d *Banc très mince, encroûté par de la limonite à la partie supérieure.* **C'est une récurrence de biopelmicrite à spicules calcifiés, Crinoïdes, rares quartz, et la même microfaune que dans 2289.**

21 *Marnes noires, finement feuilletées, riches en matières organiques (3,50 m).* **Elles affleurent grâce à l'érosion des berges par les eaux du barrage.**

Les biomicrites à entroques et spicules (LM 2333) ont un ciment mieux développé, toujours riche en pyrite et en matière organique. Les Foraminifères sont plus variés (*Verneuilinidae, Nodosaria* sp., très rares *Hemigordius* sp. et *Spirillina* sp.. Plus haut (LM 2334)et 2335), les spicules deviennent prédominants : formes droites ou en Y. Il s'y ajoute d'autres spicules de grande taille, très caractéristiques. Au sommet, les lits marneux gris fréquents séparent des bancs ondulés de biopelmicrites à spicules, entroques et débris de tests (LM 2337), à noter l'absence de *hard-ground* au contact des marnes.

Les niveaux *9-10-11-12* et *13* sont attribués (C. Tempier, 1968) au Carixien.

14 *Alternances rythmiques de calcaires un peu argileux gris-bleu, très pyriteux, et de marnes calcaires noduleuses ou en plaquettes (45 m).* En dehors des spicules, les débris organiques sont très rares sauf dans quelques passées calcaires isolées qui montrent quelques entroques. La fréquence des bancs et leur épaisseur est assez régulière.

15 *Alternances plus irrégulières de calcaires argileux et de marnes (24 m).* Un lever précis (figure 31) montre que, au-dessus d'un gros banc calcaire à base ondulée très nette, on passe progressivement à des faciès plus marneux en bancs de moins en moins épais. Cette succession constitue une séquence négative mineure S-, d'ordre décamétrique, qui se répète quatre fois. Le dernier des gros bancs calcaires renferme en abondance *Spiriferina tumida* v. BUCH.

16 *Marnes brunes très riches en matières organiques (75 m).* Elles montrent des niveaux de nodules et des groupes de petits bancs de calcaires argileux à patine marron foncé.

La formation marneuse *14-16* est attribuée au Domérien inférieur (découverte d'*Amaltheus margaritatus* citée par L. Collot (1880, p. 15). La microfaune est très pauvre, les lavages ne séparent que des petits quartz et des fragments pyriteux très abondants.

17 *Petits bancs calcaires très ondulés (22 m).* Ils reposent sur les marnes par un contact net et renferment de très nombreuses chailles et des intercalations entièrement silicifiées le long du sentier en partie submergé qui, à partir du point coté 336,4, se dirige vers le Sud. Le microfaciès est très caractéristique (LM 2338) : biopelsparites à petits allochems (pellets, spicules droits souvent calcifiés, tests fibreux). Les grains de quartz détritique sont très rares, mais les silicifications très fréquentes. La microfaune est caractéristique : *Verneuilinidae, Glomospira* sp., *Hemigordius* sp., *Nubecularia* variés et petites Milioles. Vers le haut, au milieu de la barre, un banc (1,50 m) est formé par une roche blanche entièrement siliceuse, à l'exception de quelques allochems qui sont le plus souvent dissous. Elle est formée par une accumulation de spicules cimentés par de la calcédonite et peut être considérée comme une véritable spongolite.

18 *Bancs toujours très siliceux de biomicrudite très recristallisés.* Le ciment est finement cristallin et le contour des allochems diffus : tests fibreux, entroques et débris de Bryozoaires (LM 2486).

19 *Biopelsparites identiques à celles de la formation 17.* Elles renferment un banc de spongolite et la même microfaune. Les silicifications sont toujours très fréquentes (calcédonite et plus rarement quartz). L'examen du détail de la stratification montre que celle-ci est très irrégulière et que localement existent des litages obliques, d'échelle centimétrique, à l'intérieur des bancs (dessin figure 32).

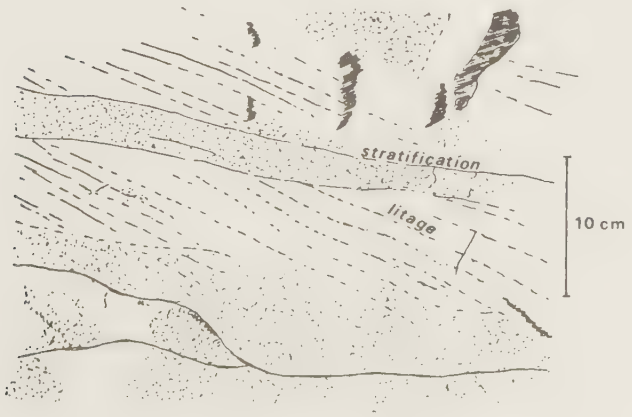


Figure 32 : Petites structures dans les bancs siliceux du Domérien supérieur des Bonfillons : litages obliques à l'intérieur des bancs.

h) *Les marnes noires à intercalations de biomicrites* argileuses à Crinoïdes jointifs, très nettes sur le terrain, sont d'âge toarcien inférieur (zone à Bifrons) (*21-24*).

i) *Le Toarcien supérieur et l'Aalénien* ne sont pas caractérisés et sont probablement affectés par une lacune.

L'analyse séquentielle (planche XI) montre que le Jurassique inférieur de cette coupe est formé par une succession de séquences négatives d'échelle décamétrique ou métrique, dont l'épaisseur tend à augmenter vers le haut. La S^1 Hettangien - Sinémurien inférieur (dolomies - calcaires oolitiques - calcaire - calcaire argileux) a une puissance de 25 m qui passe à 150 m pour la S^5 Carixien supérieur - Domérien inférieur (calcaire - calcaire argileux - marnes), elle même composée de petites S^- élémentaires métriques. L'ensemble constitue une séquence négative couvrant tout le sous-système jurassique inférieur. Ces caractères traduisent l'existence d'une zone à forte subsidence, avec un affaissement maximum au Domérien.

II - Variations latérales dans l'anticlinal de Ste-Victoire

A l'Ouest des Bonfillons, les affleurements du Jurassique inférieur sont très souvent masqués par le Miocène discordant. La série varie peu par rapport à la coupe étudiée (C. Tempier, 1968). On signalera seulement que le Sinémurien est plus épais aux environs immédiats de la ville d'Aix (carrière du "marbre noir") et que la base du Domérien marneux est marquée par un hard-ground spectaculaire et très fossilifère, bien visible entre Aix et St-Marc, en bordure de la D 10, au lieu dit "Collongue" (x = 855,640, y = 142,720). Quant au Domérien supérieur, il est moins siliceux et coupé par des lits marneux.

Vers l'Est au contraire, les variations sont très importantes et se traduisent par une très rapide diminution de puissance qui affecte surtout les calcaires à chailles et à *Gryphea cymbium* du Carixien, ainsi que les marnes du Domérien inférieur. A l'extrémité orientale de la charnière anticlinale de Ste-Victoire, à l'Ouest du hameau de Claps, le Jurassique inférieur a été étudié grâce à plusieurs coupes partielles levées entre les accidents tectoniques.

a) COUPE DU SENTIER DE LA FERME DE GUERIN

La partie inférieure de la coupe est observable le long du sentier abandonné qui, de la cote 445,1 (située sur la D 10), monte en direction des ruines de la ferme de Guérin, entre les points de coordonnées x = 865,640, y = 145,410 et x = 865,620, y = 145,160 (figure 34). Au Sud de la faille qui met en contact le Bathonien supérieur avec le Rhétien, les couches sont verticales.

1 *Bancs de calcaires noirs, souvent lumachelliques (55 m).* **Ils alternent avec des dolomies à patine rousse et des lits de marnes vertes ou grises. La faune est rhétienne. Au sommet, une zone plus tendre montre des cargneules rousses très altérées.**

2 *Calcaires dolomitiques gris clair, très régulièrement stratifiés (25 m).* **Vers le haut apparaissent quelques lits marneux verdâtres.**

3 *Gros bancs assez massifs à débit cubique (45 m) et bancs finement lités prenant un aspect varvé (30 m).* **Les niveaux massifs montrent souvent des vestiges de texture oolitique.**

4 *Gros bancs (8m) de micrites gris clair, un peu dolomitiques (LM 2104).*

Marnes renfermant plusieurs bancs isolés. Ces derniers sont formés de biomicrites à Crinoïdes jointifs et petits quartz dont le ciment un peu argileux est riche en pyrite et matière organique (LM 2355). A la base très nette de ces bancs, on observe le plus souvent d'énormes chondrites (larges de 2 à 5 cm) entrelacées, restes de pistes creusées dans la marne sous-jacente. La structure interne montre un arrangement sommaire des entroques. Au sommet le passage à la formation sus-jacente est progressif (base de séquences élémentaires négatives).

Marnes noires plus calcaires et noduleuses. Elles sont coupées de lits de nodules de biomicrite très pyriteux (pyrite en cristaux ou en amas) qui renferment souvent des exemplaires encroûtés d'*Hildoceras bifrons* BRUG. et d'*H. levisoni* SIMPS. indiquant le Toarcien inférieur.

Alternances de marnes et de calcaires argileux sombres devenant de plus en plus calcaires vers le haut. Le vallon masque le passage à la série à *Cancellophycus* sus-jacente.

La question de la présence du Toarcien supérieur et de l'Aalénien à faciès marno-calcaire reste posée en l'absence de faunes caractéristiques.

La succession observée dans la partie occidentale de Ste-Victoire se distingue très nettement de celles du bassin provençal par l'existence d'un Lias inférieur et moyen presque complet, puissant, et comportant des faciès marno-calcaires. Les principales formations sont bien caractérisées :

a) *Les dolomies à débit cubique*, qui comportent des passées d'intrasparites, et qui se terminent par un horizon oolitique à *Favreina* sp., sont attribuées à l'Hettangien (*1-2*).

b) *Les calcaires oolitiques à Dasycladacées (4)* se placent à la base du Sinémurien (mais il n'est pas sûr qu'il s'agisse du Sinémurien inférieur).

c) *Les biosparites et biomicrites gris bleu ou noires*, avec des niveaux à chailles, sont mal caractérisées par les microfaciès (spicules et microfaune banales). Leur rattachement au Sinémurien ne peut se vérifier que par les macrofaunes qui sont rares à l'exception des Gryphées (*6-7*).

d) *Les biomicrites sus-jacentes* qui présentent sur le terrain une patine rousse, renferment un peu de glauconie, des grains phosphatés et des Foraminifères plus variés et plus abondants. Leur âge lotharingien reste cependant à vérifier (*8*).

e) *Les calcaires à chailles noires*, qui forment trois séquences, sont bien individualisés sur le terrain ; ils sont caractérisés par l'abondance des biomicrites à Crinoïdes jointifs, et des spicules (horizon à gros spicules calcifiés au sommet). La faune, très pauvre (*Gryphea cymbium* LAMK.), et la position sous le Domérien daté permettent de les attribuer au Carixien (*9-13*).

f) *Les marno-calcaires et marnes* (140 m), souvent rythmiques, de teinte grise ou brune, représentent le Domérien inférieur. Ce faciès est exceptionnel en Provence et s'apparente aux successions dauphinoises *(14-16)*.

g) *La barre siliceuse à spicules (40 m)* est bien individualisée par le microfaciès de biopelsparites à spicules siliceux, associés à la microfaune particulière *(Verneuilinidae*, Miliolés, *Glomospira* sp., *Hemigordius* sp. et *Nubecularia* sp.) que nous avons déjà signalée dans la région de Cuers. La majeure partie semble se rattacher au Domérien supérieur (*17-19*), mais les derniers mètres représentent la base du Toarcien (zone à Semicelatum) (*20*).

les calcifiés en y, ainsi que des petits fragments de Crinoïdes et de tests. Le reste de la roche est plus riche en glauconie et contient des gros tests, des entroques et des grains phosphatés (LM 2148).

9b *Biomicrites à alloclems jointifs formant le sommet des calcaires*. Elles renferment (LM 2152), des tests fibreux, des entroques, des débris de Bryozoaires et de rares grains de glauconie. Vers le haut, les joints ondulés deviennent très fréquents. Le dernier banc, surtout formé de tests alignés suivant la stratification, se termine par un *hard-ground*, peu visible le long du sentier.

Cette formation calcaire (8-9) n'a pas fourni de macrofaune déterminable. Les niveaux de base (intrasparites à Dasycladacées) peuvent être attribués au Sinémurien ; les biomicrites sus-jacentes, rappelant les couches à *Gryphea arcuata* LAMK.des Bonfillons (6) et peuvent se rattacher au même étage. Mais la puissance (27 m) est plus faible.

10 *Marnes beige foncé affleurant dans une petite combe (30 m)*. **Elles comportent des intercalations de calcaires argileux de même teinte renfermant quelques débris de tests et des spicules. Le faciès, identique à celui de la grande formation marneuse de la coupe des Bonfillons, permet d'attribuer ce niveau au Domérien inférieur ; mais il faut noter la très forte réduction de puissance.**

11 *Bancs assez disloqués, formés de biopelsparites et biopelmicrites à chailles* **(entroques, spicules rares,** *Hemigordius* **sp.). Ils représentent le Domérien supérieur.et sont en contact par une faille chevauchante avec les marno-calcaires à** *Cancellophycus* **du Dogger situés plus au Sud.**

La suite de la série affleure dans un ravin, affluent de l'Infernet, situé au Sud-Ouest du hameau de Claps. Mais la végétation et les éboulis ne permettent pas des observations complètes (figure 35). A la sortie nord du thalweg, près de la route, les dolomies de l'Hettangien sont en contact anormal avec le Bathonien ; elles supportent au Sud un gros banc d'intrasparite (Sinémurien) chevauchant directement des biomicrites argileuses à Crinoïdes, en petits bancs (12), qui ont fourni quelques exemplaires d'*Hildoceras bifrons* BRUG.. Ces bancs avaient été attribués au Lotharingien par G. Corroy (1957). Le Domérien siliceux (11) n'affleure que sur la crête, juste au Sud de la cote 529,6 (située sur la D 10) où il est très broyé.

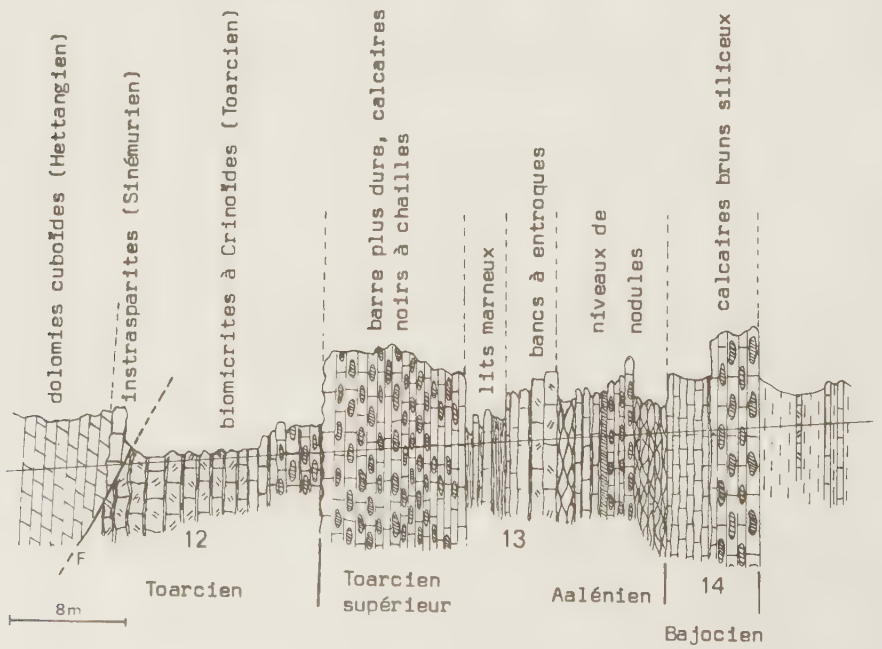


Figure 35 : Coupe de la partie supérieure du Jurassique inférieur dans le ravin situé à l'Ouest de Claps.

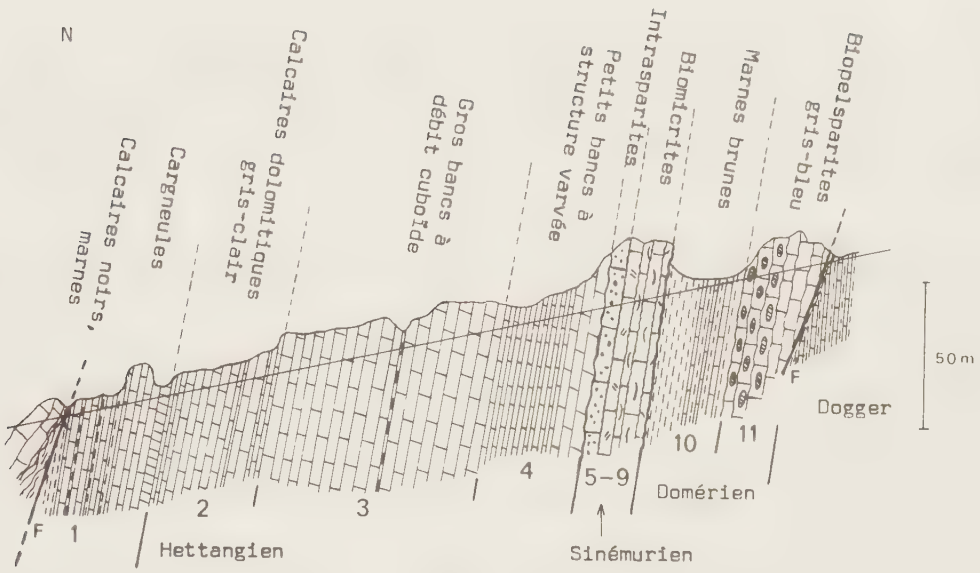


Figure 34 : Coupe levée sur le sentier de la ferme de Guérin.

Cet ensemble assez puissant (136 m) correspond aux dolomies cuboïdes (Hettangien) mais le niveau terminal à *Favreina* sp. manque. Par contre plusieurs bancs présentent des restes de texture oolitique ou pseudo-oolitique rappelant les intrasparites des Bonfillons.

La formation sus-jacente est détaillée planche XIII.

5a *Intrasparudites gris foncé*. Elles reposent sur le dernier banc de micrite en le "ravinant" légèrement. Les allochems sont assez gros (1 à 5 mm). Ce sont surtout des intraclastes de micrite (dont certains de teinte jaune sont arrachés à la formation sous-jacente) et d'oomicrites, des cristaux de calcite, quelques oolites isolés, des débris de Dasycladacées (cf. *Macroporella*) et des tests de Gastéropodes (LM 2105).

5b *Biomicrites à débris de tests*. Elles forment la partie inférieure d'un très gros banc en relief dans la topographie.

5c *Récurrence des intrasparudites* (LM 2112), *de teinte noire et un peu ferrugineuses*. Les allochems, rangés suivant les plans de stratification, sont les mêmes que dans 2105 et 2107, avec en plus de nombreux fragments de tests de Lamellibranches à couche prismatique épaisse. Vers le haut (2114), la taille des éléments diminue.

6 *Biomicrudites à Crinoïdes et à tests recristallisés* (LM 2117). Elles forment le sommet du gros banc et la base du suivant et renferment des intraclastes et des débris de Dasycladacées et Bryozoaires. Plus haut, la dimension des allochems qui deviennent jointifs, diminue (LM 2120) et de gros spicules et des Foraminifères (*Nodosaria*) apparaissent.

7 *Biomicrites à ciment abondant et allochems non triés, irrégulièrement répartis*. Elles surmontent une petite récurrence d'intrasparite fine renfermant quelques oolites, et renfermant des spicules calcifiés, des entroques et des tests (LM 2124'). Les joints épais, marno-calcaires, souvent ondulés, sont fréquents. Vers le haut, les tests de Lamellibranches et de Brachiopodes, souvent entiers, parfois à couche prismatique épaisse (2188) deviennent prédominants, associés à des pellets (LM 2129) et à des Foraminifères plus fréquents : petits arénacés, *Nodosaria* et *Cristellaria*.

? *Petits bancs gris-bleu ondulés ou même noduleux*. Ils sont formés de biomicrite argileuse à tests de Lamellibranches et de Brachiopodes entiers, souvent groupés en nids ou en lits lumachelliques. On y trouve des petits grains isolés de phosphates (LM 2136).

9a *Banc (LM 2147) formé de biosparite à Crinoïdes jointifs*. Il renferme également des débris de tests, des Bryozoaires et des Foraminifères (*Textularidae*, *Nodosaria* sp. *Planularia* sp.). Au sommet, une mince passée à structure pseudobréchique est formée de biomicrite glauconieuse à petits nodules de micrite et fossiles remaniés. Les nodules renferment des gros spicu-

1°) COUPE DE CHAUDON NORANTE

Dans la vallée de l'Asse, entre Digne et Barrême, au Nord-Est de la ferme du Couinier située en bordure de la route Napoléon (n° 85), à 2 km à l'Est du hameau de Chabrières, l'unité chevauchante du Cousson est entaillée par un profond ravin (ravin du Couinier) qui permet de bonnes observations. Les couches, très régulières sont inclinées vers le Nord-Est. A partir de la route (pont 647,9), on traverse d'abord la série "autochtone" ("Lias" de l'anticlinal de Creisset, Dogger, Oxfordien) puis au-delà du plan de chevauchement, la coupe débute par le Rhétien. La succession a été établie d'après Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet (1961), (planche XIV).

1 *Petits bancs de bio-intrasparites sombres* (Rhétien supérieur)

2 *Intrasparites.* Elles renferment parfois des débris de Polypiers et forment une première falaise (Hettangien).

3 *Micrites à débris de tests et coprolithes de Crustacés.*

4 *Passée de calcaires argileux en plaquettes surmontée par intrasparites à coprolithes de Crustacés* (sommet de l'Hettangien).

5 *Succession de trois gros bancs caractéristiques, séparés par des niveaux en plaquettes.* Ils sont formés de biomicrites à Crinoïdes et débris de tests (Sinémurien inférieur).

6 *Biomicrites argileuses gris bleu, à Gryphées,* avec des niveaux localisés à *Spirillina liasica* Jones et, plus haut, *Epistomina* sp. et colonies d'Annélides (Sinémurien).

7 *Micrites à rares allochems et spicules formant la première falaise importante.* Les chailles sont abondantes et les joints marneux sont le plus souvent ondulés ou irréguliers (Lotharingien).

8 *Petits bancs noduleux de calcaires argileux noirs (vire).* Ils sont encore du type biomicrite à spicules.

9 *Gros bancs calcaires siliceux formant une grande falaise rousse très visible dans la topographie.* Ce sont principalement des biomicrites à débris d'Echinodermes jointifs (associés à de rares débris de Bryozoaires), qui sont attribuées au Carixien. Le sommet est marqué par un *hard-ground* fossilifère.

10 *Marnes brunes.* Elles renferment des bancs noduleux et des miches de calcaires argileux noirs à patine rousse, souvent riches en petits grains de quartz. Un banc plus calcaire se situe au milieu de la formation.

11 *Biomicrites à patine rousse formant corniche.* Elles se terminent par un banc à entroques jointives dont la surface supérieure est marquée par un *hard-ground* (Domérien supérieur).

12 *Mince horizon marno-calcaire.* Il a fourni des faunes du Toarcien supérieur (*Fleydellia* sp.). La partie inférieure de l'étage manque.

13 *Marnes noires (130 m) coupées de rares bancs calcaires* (Aalénien inférieur).

14 *Calcaires argileux à joints marneux renfermant souvent des Cancellophycus* (Aalénien supérieur - Bajocien inférieur).

L'unité chevauchante de Chaudon-Norante comporte une série jurassique presque complète où seul manque le Toarcien inférieur qui est remplacé par un *hard-ground.* Les accidents tectoniques complexes traversés par la vallée de l'Asse ne permettent pas d'observer le passage, qui devait être très rapide, à la série de Chabrières décrite p. 96 et située à 4 km plus à l'Ouest.

12 *Biomicrites, très riches en articles de Crinoïdes (10 m).* Le faciès rappelle celui de la coupe des Bonfillons, mais les marnes ont disparu.

13 *Bancs de calcaires gris foncé à chailles (5 m), et calcaires noirs à joints marneux épais, souvent ondulés ou même noduleux.*

14 *Calcaires bruns à chailles diffuses.* Ils montrent des joints plans à *Cancellophycus*. Ils sont suivis vers le Sud par les marno-calcaires du Dogger.

Les formations *12* et *13* qui n'ont malheureusement pas fourni de macrofaune, peuvent correspondre au Toarcien supérieur et à l'Aalénien ; quant aux bancs *14*, ils présentent un faciès fréquent au Bajocien inférieur.

L'extrémité orientale de l'anticlinal de Ste-Victoire montre donc une série éojurassique beaucoup moins puissante que la partie occidentale. Cette réduction d'épaisseur affecte surtout le Pliensbachien (Carixien absent, Domérien très mince). Par contre à la partie supérieure se développent des faciès qui rappellent la coupe de Cuers, mais qui n'ont pu malheureusement être datés.

Vers le Nord-Est, les séries très minces de la bordure du haut-fond du moyen Verdon sont à moins de 15 km ; dans l'intervalle, la charnière de la structure complexe du Sambuc ne montre que des dolomies noirâtres, très broyées, en contact tectonique avec le Dogger. Cette formation appartient en grande partie à l'Hettangien (observation locale du faciès varvé) mais il est également possible qu'une partie provienne de la dolomitisation des calcaires sus-jacents à la faveur de la dislocation des assises au voisinage des accidents.

III - Conclusion

Le Jurassique inférieur de la région de la Montagne de Ste-Victoire présente des faciès qui, très différents de ceux du bassin provençal, s'apparentent, surtout en ce qui concerne le Pliensbachien, aux séries dauphinoises. Cependant l'Hettangien reste toujours constitué par les dolomies cuboïdes, inconnues dans leur faciès typique au Nord du haut-fond du moyen Verdon. L'allure négative de la séquence suggère le comblement rapide d'une zone subsidente localisée qui se rattachait encore au secteur provençal.

F - LE BASSIN DAUPHINOIS

Au Nord de la région étudiée, le Jurassique inférieur est représenté par des assises très puissantes à faciès marneux ou marno-calcaire qui sont bien développées aux environs de Digne et plus au Nord, entre Gap et Seynes-les-Alpes. Ces formations ont donné lieu à de nombreux travaux effectués par les géologues de la C.O.P.E.F.A. et de la S.N.P.A., ainsi que par les équipes de lever de terrain de l'Ecole des Mines. Les microfaciès ont fait l'objet d'une importante publication de Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet dans les comptes rendus du Colloque sur le Lias français (1961), ainsi que de la thèse de 3ème cycle de micropaléontologie de N. Micholet-Boizlau (1961). L'étude de ces séries n'a donc pas été entreprise. Toutefois un lever succinct du Domérien a été effectué au Sud-Est de Digne pour permettre ure comparaison avec la série de Ste-Victoire. Nous donnerons de plus un résumé de la coupe de Chaudon-Norante étudiée par les auteurs précités.

5 *Marnes formant un replat (25 m)*. Elles sont occupées de petits bancs de micrite très recristallisée où seuls subsistent des fantômes d'allochems (tests, Crinoïdes).

6 *Formation calcaire terminale (20 m)*. Elle affleure dans une petite falaise et a été détaillée sur la planche XV. Elle débute par des miches calcaires (micrites recristallisées à fantômes de spicules et pellets) isolées dans les marnes ; puis apparaissent des bancs continus de même faciès, séparés par des joints schisteux.

La masse principale est formée par des gros bancs de biomicrites à petits quartz et spicules droits calcifiés très abondants ; ces bancs sont séparés par des joints marneux plans.

Dans les cinq derniers mètres, les joints deviennent plus minces, ondulés. Les bancs, plus massifs, sont formés de biomicrites à allochems jointifs : spicules et articles de Crinoïdes. Ces derniers deviennent prédominants dans les derniers bancs, qui renferment des chailles.

Au sommet, la série est couronnée par un *hard-ground* plan avec quelques perforations. Le calcaire (biosparite à Crinoïdes jointifs) renferme des Foraminifères : *Verneuilinidae* et nombreuses formes à tests porcelanés, dont *Hemigordius* sp.. Il est intéressant de retrouver ici ce genre dont l'extension géographique paraît assez importante au Domérien supérieur.

7 *Marnes très noires, pyriteuses (4 m) surmontées par des petits bancs de biomicrites recristallisées*. Ces derniers renferment des spicules, petits quartz et rares entroques. Des calcaires argileux à *Cancellophycus* constituent le passage aux marnes noires sus-jacentes.

On notera dans les roches qui constituent cette série, la très grande abondance de la pyrite et des matières organiques brunes. Corrélativement, les faciès micritiques sont très recristallisés et transformés en une mosaïque de cristaux de calcite rappelant la texture des dolomies. Les calcaires purs sont rares et les joints sont presque toujours marneux.

Du point de vue stratigraphique, les termes 2 à 5 sont attribués au Domérien inférieur, 6 au Domérien supérieur, 7 au Toarcien supérieur (E. Haug, 1891). Toutefois, la localisation dans ce dernier banc de 6 de la microfaune habituelle au Domérien supérieur, semble montrer que cet étage est incomplet ; la lacune qui couvre la majeure partie du Toarcien pourrait avoir commencé avant la fin du Domérien.

Plus au Nord, à la Robine et dans la région de Remollon, la série, étudiée par les géologues de la C.O.P.E.F.A., est complète, très épaisse et entièrement calcaréo-marneuse noire. Mais les structures de glissement synsédimentaires n'ont jamais été signalées, ce qui montre qu'il n'y avait pas de pentes sous-marines notables.

2°) LE DOMERIEN DE DIGNE

Il était intéressant de comparer les séries de Ste-Victoire avec les successions de faciès dauphinois, surtout en ce qui concerne le Domérien. Une coupe de comparaison a été levée au Sud des Bains Thermaux de Digne (sur la D 20 qui se dirige vers Entrages) sur les pentes méridionales de la colline qui porte les ruines de la chapelle St-Pons (figure 36).

1 *Biosparites à Crinoïdes*. Elles forment le sommet de la falaise rousse (Carixien) et affleurent au bord de la route, dans un virage. Elles renferment des tests entiers ou brisés, des Gastéropodes et de rares gros spicules ; certaines loges de Foraminifères sont remplies de glauconie. Le sommet est marqué par un *hard-ground*, limonitisé, avec quelques nodules phosphatés et des fossiles roulés et brisés.

2 *Marnes schisteuses grises pyriteuses (70 m)*. Elles montrent quelques lits isolés de calcaire argileux gris.

3 *Marnes alternant avec des petits bancs de calcaires argileux* (micrites recristallisées avec Crinoïdes et tests (70 m). On observe également des nodules de formes variées (pelmicrite à petits quartz) pouvant être d'origine organique, marquant l'emplacement de terriers. Ces bancs sont de plus en plus nombreux vers le haut (60 m).

4 *Alternances de calcaires argileux gris (avec quelques bancs plus durs) et de lits marno-schisteux (20 m)*. L'ensemble porte une patine brune ou rousse.

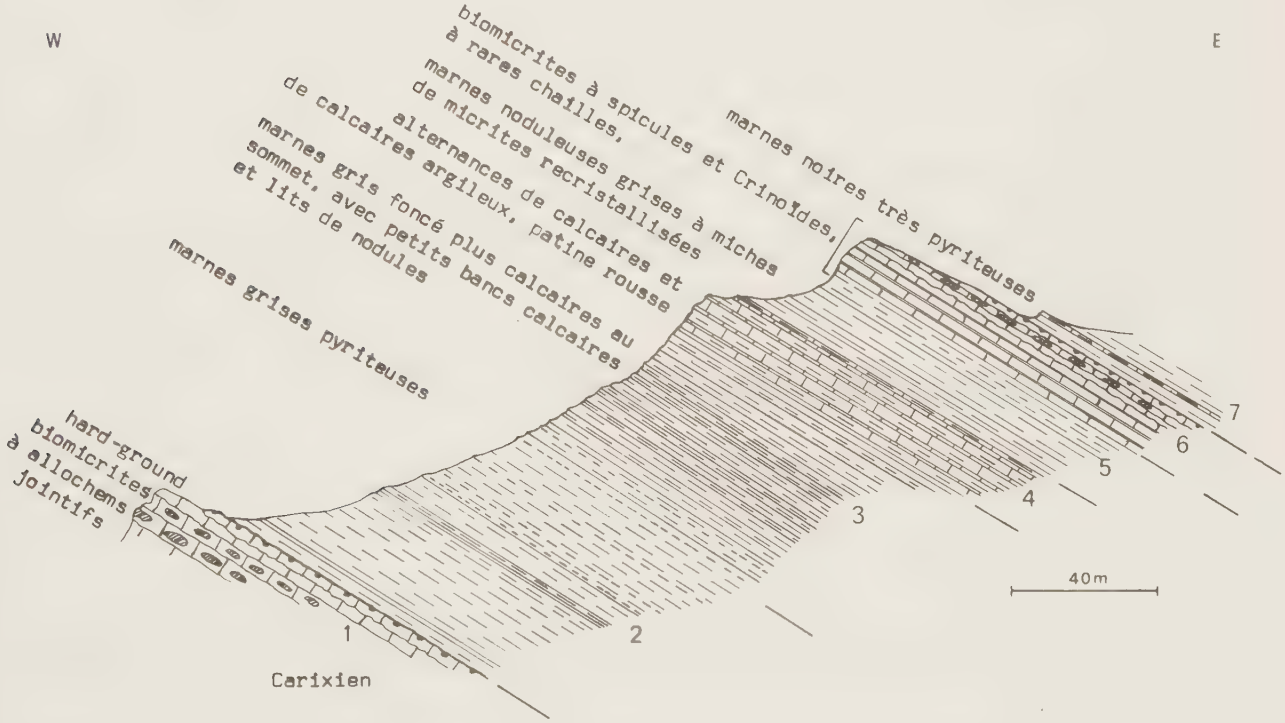


Figure 36 : Coupe du Domérien au Sud-Est de Digne.

Dans le bassin provençal, les marnes forment seulement deux niveaux bien localisés au Domérien inférieur et au Toarcien inférieur, qui traduisent les apports de matériel détritique fin d'origine continentale. Dans la région de Ste Victoire le faciès pyriteux, indice de milieu très réducteur, montre l'existence d'un "ombilic" subsident, véritable piège à sédiments (séquence négative). Dans ces eaux mais aérées, les organismes étaient pratiquement absents.

Les conditions sont analogues au Domérien sur la bordure sud du bassin dauphinois, mais le mouvement de subsidence est cette fois compensé par le remplissage (séquence positive). Il faut noter que les grains de quartz sont plus gros à Digne que plus au Sud, ce qui pose le problème de l'origine de ce matériel détritique. L'étude des minéraux lourds est rendue presque impossible par la faible taille des grains et surtout par l'abondance des cristaux de gypse et de pyrite. Ces derniers, formés lors de la diagenèse ou de l'altération, "masquent" complètement les espèces caractéristiques détritiques, après séparation du quartz au bromoforme.

2°) LES BIOMICRITES A DEBRIS DE TESTS ET ENTROQUES.

Ce microfaciès est très commun dans le Jurassique inférieur. Il existe en particulier à la base des calcaires gris bleu à Gryphées (Carixien). En affleurement, ce sont des bancs assez épais, à joints un peu irréguliers ou ondulés, avec des nodules calcaréo-marneux ; les teintes sont grises ou gris bleuté.

En lame mince on observe un ciment abondant qui prend souvent une texture de pelmicrite ; il est difficile de préciser l'origine des pellets : ils sont en général à contours peu nets, résultant sans doute de l'évolution diagénétique du ciment micritique. Les allochems de taille variée, sont souvent brisés, mais sans trace d'usure. Dans une même lame sont juxtaposés des allochems très fragiles (longs spicules et tests fins) et des débris de tests épais ou de Crinoïdes, organismes très résistants. *Il est probable que la fragmentation n'est pas d'origine mécanique, mais qu'elle résulte plutôt de l'activité organique* : "mangeurs de sédiment", Algues ou Spongiaires perforants. Des coquilles portant de grosses perforations irrégulières ont été observées (LM1112). Suivant les points, on observe une plus ou moins grande abondance relative des tests, généralement attribuables à des Lamellibranches et plus rarement à des Brachiopodes, et des entroques, dans lesquels les Crinoïdes sont toujours prédominants. Il y a en plus des spicules, toujours calcifiés, et des Foraminifères. Ces derniers sont surtout des *Nodosaria* sp. et des *Cristellaria* sp. associés à des petits arénacés simples.

Au point de vue minéralogique, l'association silice, glauconie et plus rarement phosphates, tous authigènes, est constante. La silice épigénise de préférence les tests "fibreux" et les Crinoïdes, la glauconie se présente en petits grains globuleux parfois diffus, la pyrite remplit les loges de Foraminifères et les phosphates forment des petits grains isolés.

Ce faciès, qui est constitué en grande partie par des éléments d'origine organique ne semble pas s'être formé à grande profondeur. La macrofaune benthique (Pecten, Gryphées, Térébratules) indiquerait l'étage circalittoral : on la retrouve ailleurs associée aux oncolites à Cyanophycées. Les *Nodosariidae et les spicules, qui dans un sédiment actuel signifieraient une forte profondeur, existent au Jurassique dans des faciès littoraux.*

III. INTERPRETATION ET REPARTITION DES PRINCIPAUX FACIES DU JURASSIQUE INFERIEUR

A - INTRODUCTION

L'étude des diverses coupes qui ont été levées dans le Jurassique inférieur provençal a montré la présence d'un certain nombre de microfaciès caractéristiques pouvant souvent servir de repères lithostratigraphiques régionaux (planche XVI). Une première analyse a été donnée dans le commentaire des coupes, mais pour parvenir à une interprétation paléogéographique, il est nécessaire de reprendre sur quelques exemples les principaux caractères pétrographiques et micropaléontologiques.

B - DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES PRINCIPAUX FACIES

Nous étudierons successivement les faciès autochtones, les faciès allochtones, puis quelques types particuliers, les silicifications et enfin les structures sédimentaires.

I - Faciès autochtones

Par ce terme nous désignerons tous les calcaires dont les allochems n'ont pas été remaniés par des actions hydrodynamiques et qui ne montrent ni classement ni traces d'usure mécanique. Les marnes se rattachent aux faciès autochtones mais ne seront étudiées que très sommairement.

1°) LES MARNES

Les marnes* sont exceptionnelles, sauf dans les faciès dauphinois qui n'ont pas été étudiés. Elles sont le plus souvent très pauvres en microfaune et en débris d'organismes. Par contre les sulfures de fer, et notamment la pyrite, sont abondants surtout dans le Domérien de Ste Victoire. Les détritiques forment en général un faible pourcentage, 1 % à 4 % de la roche ; ce sont des petits grains de quartz (max. 0,1 mm) anguleux ; la proportion d'argile varie entre 15 et 50 %.

* L'étude minéralogique et granulométrique des marnes sortant du cadre de ce travail n'a pas été abordée.

Lamellibranches et quelques Brachiopodes.

Le microfaciès est une biomicrudite à ciment abondant dans laquelle on retrouve avec les éléments de la macrofaune, des oncolites (Cyanophycées et *Nubecularia*) encroûtant souvent les organismes, des colonies d'Annélides à tube calcaire et des spicules droits, calcifiés, isolés dans le ciment entre les gros allochems.

Du point de vue minéralogique, la silice est fréquente (épigénie de tests), la glauconie plus rare, la pyrite absente. Des échantillons prélevés en profondeur dans d'autres secteurs (sondages) sont teintés en brun par des matières organiques.

La microfaune est toujours composée de *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. avec en plus *Spirillina* sp. et *Nubecularia* sp.

Ce faciès "tend" vers le calcaire construit ; caractérise un dépôt de faible profondeur, la présence des Cyanophycées indiquant le circalittoral supérieur ou l'infralittoral. *Il correspond à un peuplement particulier du fond, développé en milieu calme.* La microfaune de *Nodosariidae* ne peut, là encore, être considérée comme un indice de profondeur.

6°) LES FACIES CONSTRUITS (BIOLITHITES).

Les faciès construits sont peu répandus au Jurassique inférieur. Ils sont localisés dans l'Aalénien moyen et supérieur et peuvent être subdivisés en deux types principaux.

Le premier type est le seul à avoir été observé dans le bassin provençal. Ce sont de petites lentilles qui ne dépassent jamais quelques décimètres d'épaisseur et 2 à 3 m d'extension. Ce sont souvent des nodules décimétriques (oncoïdes). Les plus nettes ont été étudiées dans la coupe de Cuers. La macrofaune est surtout constituée par des Bryozoaires, des Spongiaires et quelques Polypiers isolés. La roche présente souvent une structure concrétionnée avec des couches concentriques brunes plus ou moins foncées, souvent stratoïdes ou formant des nodules. Le microfaciès est complexe mais présente les caractères habituels des biolithites ; organismes entiers, entourés de ciment micritique souvent à texture "tachetée", avec des îlots de calcite largement cristallisée. Les plages concrétionnées, qui ne montrent aucun reste de structure algale, sont transformées en pelmicrite ou en pelsparites. La même évolution diagénétique affecte souvent les biomicrites qui entourent les îlots construits. Les organismes comprennent, avec la macrofaune déjà citée, des colonies d'Annélides, des Scaphopodes, de très nombreux spicules et des Foraminifères. Ces derniers sont surtout constitués par des *Nubecularia* et des *Nodosaridae*.

Ce faciès se présente en lentilles décimétriques ou métriques assimilables à de petits biohermes, mais ne peut être en aucun cas qualifié de récifal : on n'observe en effet, jamais de destruction par les vagues, ni de remaniement brutal des organismes. Il correspond au contraire à un milieu calme en eaux claires (les minéraux détritiques sont très rares ou absents), situé à une profondeur de quelques dizaines de mètres dans la zone euphotique (circalittoral supérieur), comme les biomicrites à oncolites auxquelles il est souvent associé.

Le deuxième type n'existe que dans l'unité de Majastre - Mourre de Chanier - Chasteuil, sur le versant septentrional du haut-fond du moyen Verdon. Il est partout dolomitique, sauf dans la coupe de la Gondole. Il correspond à des calcaires gris ou beiges très clairs, presque blancs, qui montrent de très nombreuses sections de Polypiers et de Bryozoaires, ainsi que des grands tests épais de Lamellibranches. L'ensemble forme des bancs très massifs, dépourvus de joints. Le microfaciès, très varié, montre surtout des biolithites à

Les biomicrites en plaquettes ondulées du sommet du Carixien ont un microfaciès très voisin, la glauconie, de teinte vert clair, est très abondante. Son caractère authigène est certain : elle remplit des loges de Foraminifères, des tests de Gastéropodes, et forme des amas diffus de type pellets. Elle s'est formée lors du changement de régime, entre les calcaires d'origine biologique et les marnes terrigènes.

3°) LES BIOMICRITES A ONCOLITES

Ce faciès est très commun à partir du Toarcien moyen. Ce sont des biomicrites de teinte beige ou gris clair, à ciment souvent abondant. Les allochems sont anguleux et présentent les mêmes caractères que dans le faciès précédent, mais les tests de Lamellibranches sont prédominants. Les oncolites ont le plus souvent un nucléus constitué par un fragment de test, encroûté par des couches successives très minces de micrite alternativement claire et sombre. Cette disposition n'est pas toujours nette. Aucune structure algale n'est visible, même à un très fort grossissement. Les *Nubecularia* sont souvent associés aux Cyanophycées, mais peuvent aussi former seuls des nodules. Ce faciès renferme également des tests fins ("filaments" des géologues pétroliers) et des Foraminifères : aux *Nodosaria* sp. et *Cristellaria* sp. "habituels" sont associés quelques *Glomospira sp.* et des petits *Lituolidae*.

Du point de vue minéralogique, la pyrite est rare ou absente, et on trouve surtout l'association silice-glauconie, plus ou moins fréquente, ce qui indique un milieu réducteur que pour les biomicrites précédentes (2).

La présence des oncolites auxquels sont associées Nubecularia et Cyanophycées, indique que ce type de sédiment s'est formé dans la zone euphotique (présence d'Algues photophiles), mais à une profondeur suffisante pour échapper à l'action des vagues ou des courants de marée (absence de remaniement mécanique). *Ce sont des conditions voisines de celles qui régnent dans l'étage* circalittoral supérieur des mers actuelles.*

4°) LES BIOMICRITES A TESTS FINS.

Ce faciès est moins répandu que les précédents. Il est localisé dans le Toarcien ou l'Aalénien : dans un ciment micritique assez abondant sont inclus de très nombreux tests fins, longs et souvent flexueux, non orientés mais se groupant souvent en gerbes divergentes. Ils sont associés à des pellets, des spicules et à la même microfaune que les biomicrites (2). Ce faciès est le plus souvent intercalé dans les formations à oncolites.

5°) LES BIOMICRITES A ORGANISMES ENTIERS.

Ces faciès purement autochtones, où l'on observe des organismes entiers, sont fréquents à la partie moyenne ou supérieure de l'Aalénien. Ils forment des lentilles parfois assez épaisses (5 - 10 m) d'extension hectométrique. La plus intéressante d'entre elles est située dans la coupe du vallon de St Pons. Ce ne sont pas des calcaires construits, car les organismes ne sont pas fixés les uns sur les autres, mais seulement accumulés là où ils ont vécu.

La macrofaune comprend des Echinides (*Cidaris*) cités par G. Corroy (1939), des Spongiaires, des Bryozoaires, des Crinoïdes aux articles encore souvent en connexion, des

*Il s'agit de l'étage au sens étymologique du mot, utilisé par les océanographes (J.M. Pérès, 1961), et non du terme chronostratigraphique.

genres vivants au Jurassique inférieur ; *ou à l'étage infralittoral* (faciès à tendance récifale). Les silicifications constituent une particularité intéressante ; elles semblent liées à l'abondance des spicules de Spongiaires, il reste cependant à trouver l'origine de la silice dans le milieu.

II - Faciès allochtones

Les faciès allochtones sont peu répandus au Jurassique inférieur en Provence. Ils ne représentent en volume pas plus de 1 % des dépôts calcaires. Mais ils sont intéressants, car ils révèlent les zones soumises à des courants.

1°) LES INTRASPARITES.

Les intrasparites, qui passent d'ailleurs de façon continue aux oosparites, sont formées en général par des intraclastes de micrite pouvant souvent être attribués au résultat de processus d'agglomération de particules fines (lumps, grapestones). Toutefois elles peuvent renfermer des extraclastes arrachés à des bancs déjà déposés et consolidés (cas des couches de base du Sinémurien de Ste Victoire et de Soleilhas) et prennent alors un faciès microbréchique. Les autres allochems sont peu fréquents, mais leur agencement montre les actions hydrodynamiques (tests rangés parallèlement au litage). Les éléments détritiques sont rares. On observe souvent des quartz automorphes authigènes.

Les organismes remaniés indiquent des milieux littoraux : Dasycladacées, débris de Codiacées, coprolithes de Crustacés (localisés au sommet de l'Hettangien), Foraminifères arénacés (surtout *Lituolidae*) et débris de Polypiers.

Le banc d'intrasparite et pelsparite à *Favreina* sp. du sommet de l'Hettangien ne montre pas de remaniement important. Il s'est sans doute déposé à très faible profondeur, comme le confirme l'étude des dolomies sous-jacentes, mais dans un secteur partiellement isolé de la mer ouverte.

2°) LES OOSPARITES.

Ce faciès, le plus souvent associé aux intrasparites, est encore plus rare : il est localisé au Sinémurien inférieur de Ste Victoire et au Domérien supérieur de la vallée du Gapeau. Les oolites présentent en général un nombre réduit de couches. Elles sont toujours très modifiées par la diagenèse : la texture n'apparaît plus que de façon fantomatique , dans une micrite fine qui a complètement remplacé l'oolite originelle. Ce phénomène est à rapprocher de la "micritisation" qui transforme parfois le ciment de calcite claire de certains calcaires en ciment microcristallin (K.H. Wolf, 1965).

Les oosparites du Domérien supérieur comportent en général des litages obliques qui montrent bien l'importance des courants dans la formation des oolites. L'étude plus précise de la granulométrie et des relations entre la dimension des *nucléus* et le nombre de couches (A. Carozzi, 1960) n'a pas été effectuée, mais certains allochems (surtout les entroques) sont rarement oolitisés, quelle que soit leur taille.

La microfaune a une importance très variable et ne montre pas d'association caractéristique.

Polypiers et Bryozoaires, toujours avec des spicules, des *Nubecularia* (encroûtant des débris), des Scaphopodes, des Echinides, de très rares algues calcaires (Codiacées ?) recristallisées et des oncolites. Plusieurs niveaux de biosparudites renfermant les mêmes allochems traduisent des phases de démantèlement des édifices construits dont la forme ne peut être malheureusement ni observée, ni même restituée.

Ce faciès est en partie d'origine récifale : certaines lentilles construites ont dû se trouver suffisamment près de la surface pour qu'elles soient détruites par les vagues, seule cause capable de démanteler et de transformer en allochems les massifs de Polypiers. L'absence complète de matériel terrigène dans ce faciès n'est pas en désaccord avec cette interprétation.

7°) LES BIOMICRITES A ALLOCHEMS JOINTIFS.

Ces faciès sont intermédiaires entre les types franchement autochtones et allochtones. Ils sont très répandus au Carixien, au Domérien et au Toarcien inférieur, dans toute la région étudiée. Ils sont formés par des entroques (Crinoïdes dominants, Echinides) et des fragments de tests accumulés les uns sur les autres, pratiquement sans ciment. Ce dernier, micritique lorsqu'il existe, est souvent oblitéré par les auréoles de recristallisation enveloppant les allochems. On observe tous les intermédiaires avec les véritables biosparites.

Dans le cas le plus fréquent où les articles de Crinoïdes constituent la majeure partie des débris, il semble que la destruction de prairies de ces organismes par les courants puisse être invoqué pour la genèse de ce sédiment ; on observe d'ailleurs quelquefois des indices de litage oblique ou de classement. En dehors des spicules, les autres allochems sont rares. La microfaune est banale.

Du point de vue minéralogique, les quartz détritiques sont rares, mais les silicifications sont fréquentes (elles affectent toujours les allochems et non le ciment, sauf dans les chailles). La glauconie et les phosphates sont rares, mais la pyrite est abondante, comme le montre la teinte gris bleu de la roche.

Ce faciès ne renferme en général aucun indice solide permettant de le rapporter à un "étage" marin défini. Actuellement les faciès à Crinoïdes sont assez profonds (circalittoral inférieur), mais au Jurassique inférieur leur association avec les dépôts de caractère circalittoral supérieur ne fait pas de doute. Ils semblent en fait plus liés à une association biologique bien définie, marquée par la prolifération des Crinoïdes qu'à la profondeur ou la distance au rivage.

Un autre faciès à allochems jointifs, beaucoup moins répandu, est constitué par des spicules calcifiés des tests fins et des pellets. Il est localisé dans le Toarcien supérieur et l'Aalénien.

8°) CONCLUSION.

Au Jurassique inférieur, dans la région étudiée, les faciès autochtones sont presque entièrement d'origine biologique sauf dans les séries marno-calcaires d'ailleurs généralement peu développées. Les éléments détritiques (quartz) sont le plus souvent négligeables (moins de 1 % de la roche) sauf dans quelques petits niveaux très localisés. *Ces dépôts sont pour la plupart attribuables à l'étage circalittoral supérieur*, avec les réserves déjà faites en ce qui concerne les incertitudes qui règnent au sujet de l'écologie des

Le milieu de formation des oolites ferrugineuses est calme et à faible taux de sédimentation (condensation des zones paléontologiques). Il est donc très différent de celui où se forment les oolites calcaires. Ces données s'accordent parfaitement avec les observations effectuées dans les milieux actuels au large des côtes du Gabon par P. Giresse (1965 a et b) qui décrit la genèse d'oolites ferrugineuses en milieu calme vers 30 m de profondeur : la limonite est également fixée sur des débris organiques ou dans des tests. La seule différence est la composition globale du sédiment, beaucoup moins calcaire. Par contre on observe au Jurassique inférieur, comme d'ailleurs actuellement au Gabon, le passage vers le large du faciès limoniteux aux sédiments glauconieux.

Les faciès à oolites ferrugineuses correspondent donc à des zones à faible sédimentation situées à une profondeur réduite (entre 25 et 50 m) sur des fonds très peu accidentés. Ils peuvent donc être placés comme d'autres sédiments du bassin provençal dans l'*étage circalittoral supérieur*.

2°) LES DOLOMIES A DEBIT CUBIQUE.

Cette formation présente dans tout le bassin provençal un faciès qui frappe par sa grande constance. On peut citer les caractères suivants :

- la stratification est très régulière, en petits bancs découpés par deux systèmes de diaclases (débit cubique ou parallélépipédique) : des litages internes aux bancs, avec niveaux alternativement clairs et sombres de type varve sont fréquents ;

- le faciès habituel est formé par une dolomie ou un calcaire dolomitique très finement cristallisé du type micrite, de teinte gris clair ou beige ;

- à plusieurs reprises s'intercalent des lits de marnes ou d'argiles dolomitiques verdâtres ou noirâtres formés surtout d'illite ;

- très localement, on observe des passées plus calcaires formées d'intrasparites dolomitiques fines dont les allochems sont très bien triés ; au sommet un banc repère, parfois dolomitisé, est formé de biopelsparite à coprolithes de Crustacés (*Favreina* sp.) et débris de Dasycladacées ;

- les faunes sont extrêmement rares : des Gastéropodes et des Lamellibranches ont été signalés par J. Repelin (1936) près de Brignoles et nous avons observé des traces de valves (Lamellibranches ?) à St-Martin-de-Pallières ; les marnes sont azoïques, sauf à Rocbaron où un lit a fourni des Foraminifères arénacés du genre *Reophax* ;

- des empreintes de pas de Vertébrés ont été décrites par P. Ellenberger (1965) à la pointe de la Cride (Sanary), associées à des *mud-cracks* et des *ripple-marks*. De telles figures de dessication ont été retrouvées par J.J. Blanc (renseignement oral) dans la coupe de St Pons, à la partie supérieure de la formation.

Ces caractères, ajoutés à leur constance, montrent que les dolomies à débit cubique sont très vraisemblablement d'origine primaire. Elles ont dû se déposer dans un bassin très plat et très peu profond, pouvant même s'assécher temporairement (milieu intertidal). Les conditions de salinité devaient être défavorables au développement de la faune. Le banc terminal marque le retour à des conditions marines plus normales, mais toujours en milieu intertidal ou même parfois supratidal. Un tel faciès devait être isolé de la mer ouverte, ce qui explique sa localisation exclusivement au Sud du haut-fond du moyen Verdon.

3°) LES DOLOMIES D'EPIGENIE.

Une dolomitisation irrégulière affecte dans certaines zones les calcaires du Jurassique inférieur. Elle est particulièrement développée dans les faciès clairs de l'Aalénien

3°) LES BIOSPARITES ET BIOPELSPARITES.

Les faciès de biomicrites à allochems jointifs passent localement à des biosparites dont l'extension est toujours très limitée et qui ont la même signification.

Par contre les biopelsparites à petits allochems forment une grande partie du Domérien supérieur de la coupe des Bonfillons. Le ciment sparitique abondant s'est développé en partie aux dépends des débris organiques ; mais la présence, au moins locale, de litages obliques montre une influence très nette des actions hydrodynamiques, peu compatible avec un ciment originel micritique. Les allochems sont surtout constitués par des spicules siliceux très abondants, souvent calcitisés. Dans certains bancs, ceux-ci deviennent jointifs et le faciès de spongolites entièrement siliceuses peut se développer ; mais on ne trouve jamais de Spongiaires entiers.

La microfaune est bien représentée dans ce faciès par des arénacés (*Glomospira* sp.) et des formes à test porcelané : petites Milioles et *Hemigordius* sp.* qui, sans apporter de grandes précisions, indiquent des conditions assez littorales. Aussi, en l'absence d'Algues calcaires est-il presque impossible de donner de la profondeur de dépôt de ces couches à spicules qui, liées à la prolifération des Spongiaires, pose une nouvelle fois le problème de l'origine de la silice. Cette dernière est dans les mers actuelles , abondante dans les zones d'*upwelling* ou de convergence ; mais dans les dépôts du Jurassique inférieur, les spicules sont associés à tous les faciès, même les plus littoraux.

Les biosparites qui constituent des îlots isolés et irréguliers dans les calcaires clairs du Toarcien supérieur - Aalénien de la bordure méridionale du haut-fond du moyen Verdon montrent le plus souvent des allochems mais triés, isolés dans un ciment abondant largement cristallisé, qui résulte vraisemblablement de la recristallisation de la roche à partir de remplissages calciteux des vides originels. Le ciment micritique ne subsiste plus qu'à l'état de faux intraclastes, de nodules irréguliers ou de pellets. Ces roches peuvent être interprétées comme d'anciennes biomicrites recristallisées pendant la diagenèse.

III - Faciès particuliers

1°) LES BIOMICRITES ET BIOSPARITES A "OOLITES" FERRUGINEUSES.

Ce faciès remarquable se développe sur une faible épaisseur au passage Domérien-Toarcien entre St-Maximin et Lorgues et se présente sur le terrain sous forme de petits bancs ondulés très limoniteux. Le microfaciès est une biomicrite à ciment abondant, entroques, tests et Foraminifères. La "limonite" épigénise souvent les allochems, ou remplit des loges de Foraminifères ou des tests de Gastéropodes. Les "oolites ferrugineuses" sont assez rares : elles montrent de très nombreuses couches successives très minces de "limonites". Elles ne dépassent pas 1 mm de diamètre. Assez souvent, ces hydroxydes de fer sont associés à de l'opale, et peut-être à des phosphates.

La microfaune est souvent abondante ; elle est surtout formée de *Nubecularia* sp., *Hemigordius* sp. et *Ophtalminidae*, en plus des *Nodosariidae* et *Spirillina* sp. habituels. Elle indique les conditions d'un milieu de l'étage infralittoral ou circalittoral supérieur.

*Un nouvel examen des lames minces permet de rapporter ces formes à *Vidalina martana* FARINACCI (1959) également cité par M. COUSAN et M. NEUMANN (1971) dans le Lias des Alpes juliennes et par M. REY et G. NOUET (1958) dans le Domérien supérieur du Maroc.

liées aux phénomènes de compaction différentielle.

C - REPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX FACIES

I - Généralités

L'étude des faciès *s.l.* d'une région permet d'aboutir à deux catégories de résultats :

- d'une part, l'acquisition de précisions d'ordre lithostratigraphique permettant de trouver la position stratigraphique d'une couche en l'absence de macrofaune caractéristique.

- d'autre part, une répartition géographique des formations conduisant à préciser la paléogéographie de la région à l'époque considérée.

Ces considérations synthétiques sont abordées à l'aide de tableaux résumant l'extension stratigraphique des faciès, des microfaciès et des micro-organismes, et d'une cartographie à l'échelle régionale des principales formations.

II - Localisation stratigraphique des microfaciès et des micro-organismes

La répartition stratigraphique des microfaciès et des repères microstratigraphiques est donnée pour le bassin provençal et la bordure du haut-fond du moyen Verdon sur la planche XVI. En ce qui concerne le bassin dauphinois, le nombre de coupes étudiés est insuffisant pour établir une synthèse. Le Jurassique inférieur de cette région a fait l'objet d'une étude récente de Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet (1961).

Les critères pouvant avoir une valeur stratigraphique ont été divisés en trois groupes : minéraux (authigènes) et débris d'organismes, microfaune et microflore, microfaciès. Ils permettent de donner pour chaque étage quelques caractères distinctifs :

1°) HETTANGIEN.

L'Hettangien est partout formé dans le bassin provençal par le faciès des dolomies à débit cubique, qui sont très finement cristallines et ne renferment pas de restes organiques. Les lits marno-dolomitiques gris ou verdâtres sont fréquents. Au sommet existe souvent un banc-repère d'intrasparite fine à coprolithes de Crustacés (*Favreina* sp.). Les passées calcaires n'apparaissent que vers le Nord-Ouest (Olympe, Ste Victoire) et renferment quelquefois des cristaux automorphes de quartz.

Sur la bordure septentrionale du haut-fond du moyen Verdon, l'étage est représenté par une faible puissance d'intrasparites et d'oosparites le plus souvent dolomitisées, à quartz automorphes et coprolithes de Crustacés. Mais ces formations sont très différentes des faciès du bassin provençal avec lesquelles elles ont été souvent confondues.

2°) SINEMURIEN.

Dans le bassin provençal, le Sinémurien est très localisé (Ste Victoire). Il comporte à la base un niveau caractéristique d'intra-oosparites (avec microbrèches de base) à débris de Dasycladacées, surmontées par des biomicrites à spicules de Spongiaires et entroques.

des bordures du haut-fond du moyen Verdon et dans les intra-oosparites de l'Hettangien des environs de Castellane. Ces dolomies, de teinte grise plus ou moins foncée, sont largement cristallisées ; elles laissent voir des fantômes de textures organo-détritiques.

4°) LES SILICIFICATIONS.

La silice est très répandue dans les sédiments du Jurassique inférieur provençal, dont elle constitue un des traits caractéristiques. Elle est individualisée sous trois formes principales :

- silicifications de petite taille visibles seulement au microscope, localisées dans les allochems ;

- chailles et cherts diffus souvent très abondants dans la plupart des faciès calcaires ; le ciment étant alors épigénisé en calcédoine évoluant par places en quartz ;

- bancs entièrement siliceux formés de spicules de Spongiaires, la calcite ne forme plus que quelques allochems isolés et des rhomboèdres épars.

La très grande abondance de la silice paraît liée à la prolifération des Spongiaires (les spicules sont toujours très nombreux), mais son origine reste inexpliquée. C'est un phénomène d'extension régionale, qui doit donc être lié aux conditions physico-chimiques du bassin marin mésogéen et de ses bordures. Les causes océanographiques (zones de convergences ou d'*upwelling*) ne peuvent expliquer l'extension des silicifications à tous les milieux et le volcanisme sous-marin "géosynclinal" est peu important au Jurassique inférieur. Une connaissance des conditions climatiques et des altérations continentales sur les terres émergées voisines serait indispensable pour résoudre le problème.

4°) LES STRUCTURES.

Les structures sédimentaires internes aux bancs sont très rares. Tout au plus peut-on signaler des litages obliques dans les oosparites ou les biosparites et des contacts de ravinement à la base de certaines formations. Ces derniers sont le plus souvent transformés en stylolites.

Par contre les formations du Jurassique inférieur sont caractérisées par la fréquence des joints ondulés ou irréguliers, de règle dans la plupart des couches calcaires. Leur origine ne paraît être ni d'origine synsédimentaire, ni hydrodynamique car on n'observe presque jamais de traces de remaniements. Elle résulte plutôt des phénomènes de compaction différentielle : il semble que les chailles aient été très rapidement consolidées et qu'elles n'aient été affectées, lors de la diagenèse, que par une faible réduction d'épaisseur, très inférieure à celle subie par les boues calcaires encaissantes. Le phénomène est particulièrement net dans le Domérien supérieur des Bonfillons où les chailles correspondent toujours aux parties renflées des bancs.

Dans les faciès peu siliceux, les bancs ondulés sont plus rares, sauf lorsque les joints marneux se développent et permettent des glissements et des tassements différentiels entre calcaires et marnes. Ce processus qui a été bien étudié par F.J. Wobber (1967) dans le Lias du Sud du Pays de Galles (Grande-Bretagne), permet d'expliquer la formation des miches et des nodules fréquents dans les faciès marno-calcaires (Domérien des Bonfillons, séries dauphinoises).

Dans tous les cas, les structures de bancs ondulés ou irréguliers, ainsi que les miches et nodules aplatis, se sont formés après le dépôt, pendant la diagenèse et sont

III - Répartition géographique et corrélations des faciès

La localisation stratigraphique et la répartition géographique des diverses formations du Jurassique inférieur, ont donné lieu à l'établissement de deux profils "microstratigraphiques" : l'un de direction sud-nord traversant la région de Cuers à Castellane (planche XVII), l'autre, orienté SW-NE, de St-Pons (Est de Marseille) à Chaudon-Norante (planche XVIII). Sur ce dernier ont été reporté, d'après la note de Ph. Riche, F. Rivier et J. Michollet (1961), les coupes de Chaudon-Norante et du sondage Mirabeau II. Ce dernier est situé au Nord-Ouest de Digne. L'extension et les limites géographiques des principaux faciès sont reportées sur les cartes des planches X X (Hettangien-Sinémurien), X XI (Pliensbachien) et XXII (Toarcien-Aalénien).

1°) VARIATIONS DES FORMATIONS DU JURASSIQUE INFERIEUR DE CUERS A CASTELLANE (PLANCHE XVII).

a) HETTANGIEN

Les dolomies à débit cubique sont très constantes de Cuers à Entrecasteaux, leur puissance diminue vers Salernes et elles disparaissent plus au Nord. Au-delà du "haut-fond" du moyen Verdon (La Gondole), l'étage est formé par des instrasparites et oosparites dolomitisées, qui passent à Castillon à des biomicrites et intrasparites à coprolithes de Crustacés ; l'épaisseur reste faible.

b) SINEMURIEN

Le Sinémurien n'existe qu'au Nord du haut-fond ; très réduit à la Gondole, il s'épaissit rapidement à Castillon sous un faciès de biomicrites argileuses en petits bancs. Il faut noter qu'au Sud-Est de cette dernière localité, l'étage n'est représenté que par quelques mètres d'intrasparites reposant directement sur le Rhétien.

c) CARIXIEN

Les biomicrites à chailles et grandes Gryphées, formées d'entroques jointives, sont très constants au Sud de Cabasse mais avec une faible épaisseur. Le sous-étage manque sur toute la zone haute et se développe avec le même faciès sur le bord sud du bassin dauphinois (Castillon).

d) DOMERIEN

Le Domérien inférieur marneux n'existe que dans la coupe de Cuers. La partie supérieure de l'étage, constituée d'oosparites et surtout de biomicrites à glauconie et à Crinoïdes jointifs, se réduit très rapidement vers le Nord (Cabasse) à quelques mètres de biomicrites, à oolites ferrugineuses, puis disparaît. On ne retrouve pas de formations domériennes dans la partie orientale du bassin dauphinois qui, à cette époque, se rattache à la zone de hauts-fonds.

e) TOARCIEN

La microfaune de *Nodosariidae* apparaît à ce niveau et persiste pendant tout le reste du Jurassique inférieur.

3°) CARIXIEN (PLIENSBACHIEN INFERIEUR).

Ce sous-étage est marqué par l'extension des biomicrites à allochems jointifs (entroques), renfermant des chailles et des valves de Gryphée. Localement (Les Bonfillons) le sommet est marqué par un banc à gros spicules.

4°) DOMERIEN (PLIENSBACHIEN SUPERIEUR).

La partie inférieure montre souvent un niveau terrigène (quartz, argiles) plus ou moins développé ; la partie supérieure est caractérisée par l'extension de faciès calcaires particuliers : biomicrites et biosparites à entroques jointives, oosparites, biopelsparites à spicules, qui renferment une microfaune particulière (Miliolés, *Glomospira* sp., *Hemigordius* sp., *Nubecularia* sp. Ce niveau repère se rencontre dans tout le bassin provençal et sur la marge sud des régions dauphinoises (Digne).

5°) TOARCIEN.

La base de l'étage est marquée par un deuxième niveau terrigène peu épais, remplacé sur les bordures du bassin par des *hard-grounds* et des lits d'oolites ferrugineuses. A la partie supérieure apparaissent des biomicrites claires souvent recristallisées et des faciès à oncolites, tests fins et colonies d'Annélides. Les *Nubecularia*, qui se développent à partir du Domérien supérieur, deviennent très fréquents. Spicules et Spongiaires sont également abondants.

6°) AALENIEN.

A l'Aalénien persistent les faciès de la partie supérieure du Toarcien avec les mêmes allochems. Les lentilles construites sont cependant plus fréquentes et la dolomitisation secondaire devient localement importante.

Sur la bordure septentrionale du haut-fond du moyen Verdon, on retrouve les mêmes faciès (avec un grand développement des calcaires construits dolomitisés), tandis que les marnes à spicules caractérisent les régions dauphinoises.

7°) CONCLUSIONS.

Grâce aux caractères qui viennent d'être définis et aux possibilités de localisation stratigraphique qu'offrent de bons repères, il sera facile de retrouver les grandes divisions lithostratigraphiques dans les coupes et dans les sondages.

Certains critères ne sont pas limités à un niveau mais caractérisent le Jurassique inférieur dans son ensemble, exception faite de l'Hettangien : abondance de la glauconie (surtout au Domérien et à l'Aalénien supérieur), des spicules, de la pyrite et des silicifications.

L'étage disparaît brusquement et totalement au Nord de Rians. Il ne réapparaît que beaucoup plus loin vers le Nord-Est avec quelques mètres d'intrasparites dolomitiques à Mirabeau II et des biomicrites et intrasparites fossilifères à Chaudon-Norante.

b) SINEMURIEN

Le Sinémurien n'est représenté qu'à la Montagne de Ste-Victoire (Bonfillons, Guérin) par des intrasparites et oosparites à débris de Dasycladacées surmontées par des biomicrites et, beaucoup plus au Nord à Chaudon-Norante, par une forte épaisseur de biomicrites un peu argileuses en petits bancs.

c) CARIXIEN

Le Carixien est toujours marqué par la prédominance du faciès de biomicrites à Crinoïdes jointifs. Cette formation, peu épaisse au Sud (St-Pons, La Bigue) s'accroît considérablement aux Bonfillons (80 m), puis disparaît rapidement vers le Nord-Est (Guérin, Claps). Elle se développe de nouveau en bordure du bassin dauphinois à Chaudon-Norante et Mirabeau II.

d) DOMERIEN

Cet étage est réduit à St-Pons et à La Bigue où il n'est représenté que par quelques mètres de biomicrites à chailles avec un lit marneux. Il devient par contre très épais aux Bonfillons avec une formation marneuse à la base et des biopelmicrites très siliceuses à spicules au sommet. La série est identique, mais beaucoup moins puissante à Guérin. Enfin on retrouve la même succession à Chaudon-Norante.

e) TOARCIEN

Le Toarcien est très mince sur toute l'étendue du profil. Il existe seulement sous un faciès marneux à passées de biomicrites à Crinoïdes aux Bonfillons et à Guérin (où il est plus calcaire). L'étage est très réduit à St-Pons ; il manque partout ailleurs, simplement représenté par des *hard-grounds*, même à Chaudon-Norante. Le Toarcien ne se développe dans le bassin dauphinois que plus au Nord (La Robine, Remollon).

f) AALENIEN

L'Aalénien est constitué au Sud (St-Pons) par des biosparites et biomicrites où sont intercalées des lentilles massives blanches à Spongiaires, Bryozoaires, Crinoïdes, etc... ; surmontant un niveau à spicules. L'étage se réduit à quelques mètres de biomicrites claires recristallisées à La Bigue et n'est pas caractérisé aux Bonfillons. Au Nord-Est, il est représenté par quelques mètres de biomicrites à chailles (Guérin, Rians-Sud), plus loin il disparaît. A Chaudon-Norante, l'Aalénien, beaucoup plus épais (130 m), est marneux de teinte sombre ; il serait très mince ou absent au sondage de Mirabeau II.

g) CONCLUSION

Ce profil montre clairement, en son centre, un secteur à forte sédimentation (Ste Victoire), séparé de l'extrémité occidentale du bassin provençal par une zone haute (La Bigue)

L'extension des formations toarciennes est sensiblement la même qu'au Domérien. Le niveau marneux de base, associé à des biomicrites à Crinoïdes jointifs, n'existe qu'au Sud (Cuers). Il passe à Cabasse et à Carcès à des faciès à oolites ferrugineuses très étendus suivant une direction Est-Ouest (carte de la planche XXII), mais qui n'atteignent pas Entrecasteaux au Nord. Les calcaires siliceux de la partie supérieure de l'étage sont plus constants. Ils occupent tout le Sud mais passent au Nord de Cabasse à des biomicrites claires inséparables des assises aaléniennes. Le Toarcien manque dans la région de Castellane.

f) AALENIEN

A Cuers, l'Aalénien comprend à la base des biomicrites à oncolites puis des calcaires argileux qui supportent de nouvelles biomicrites à oncolites avec lentilles construites de teinte claire. Au-dessus viennent des calcaires argileux à *Cancellophycus* et *Plagiostoma hersilia* d'ORB., couronnés par le banc calcaire du Bajocien inférieur. A Cabasse, la succession est la même, mais plus réduite. Mais plus au Nord, le faciès de biomicrites claires souvent dolomitisées, à lentilles construites, est seul représenté. Le sommet, qui est formé à Carcès de nodules de biomicrites glauconieuses supportant directement le calcaire bajocien, renferme plus au Nord (Entrecasteaux, Salernes) des oolites ferrugineuses. Les dépôts aaléniens n'existent pas sur le haut-fond.

Sur la bordure nord (La Gondole), l'Aalénien plus épais (40 m) débute par des biopelmicrites à spicules, qui sont surmontées par une formation récifale blanche à Polypiers, très souvent dolomitisée, terminée par un *hard-ground*. Plus au Nord, dans la région de Castillon, l'étage se réduit de nouveau à une très faible épaisseur de dépôts ferrugineux qui passent plus loin à Gevaudan entre Barrême et St-André-les-Alpes, à des marnes noires à spicules.

g) CONCLUSION

Le bassin provençal est nettement séparé des régions dauphinoises par une zone haute, large de 30 à 40 km, dépourvue de dépôts du Jurassique inférieur. L'étude des faciès en bordure de ce relief montre une évolution vers des faciès littoraux très peu profonds (oolites ferrugineuses, petits récifs au Nord) ; de plus nous n'avons jamais observé de discordance angulaire. Il est donc probable qu'au Jurassique inférieur il n'y ait pas eu de dépôts sur ce secteur du haut-fond du moyen Verdon.

2°) VARIATIONS DES FORMATIONS DU JURASSIQUE INFERIEUR DE MARSEILLE A DIGNE.

Ces variations sont résumées par le tableau de corrélations microstratigraphiques de la planche XVIII sur lequel ont été reportées à titre de comparaison la coupe du sondage CEP de Mirabeau II et la succession de Chaudon-Norante décrites par Ph. Riche, F. Rivier et J. Micholet (1961).

a) HETTANGIEN

Le faciès des dolomies à débit cubique est très constant entre St-Pons (Est de Marseille) et Rians, où la puissance augmente légèrement. Il n'y a pas d'intercalations calcaires sauf aux Bonfillons où existe également le banc terminal d'intrasparites à coprolithes Crustacés.

d'Aix, où l'étage repose en continuité sur le Sinémurien.

Au Nord du haut-fond, les sédiments carixiens sont beaucoup moins étendus que ceux du Sinémurien. Ils montrent des faciès à Crinoïdes du même type qu'au Sud, mais plus épais. Ce n'est que plus au Nord (Remollon) qu'ils passent à des couches marno-calcaires puissantes.

L'attribution des faciès à Crinoïdes à l'infralittoral montre que la profondeur de la mer reste inférieure à 100 m. Les secteurs subsidents sont localisés et les dépôts sont peu différents ; l'absence de structures synsédimentaires de pente (bancs déformés, *slumping*, fentes d'extension, indique que les fonds sont très peu accidentés et que la sédimentation compense partout l'enfoncement.

d) LE DEBUT DU DOMERIEN est marqué par un apport de matériel terrigène qui se dépose dans les secteurs subsidents : partie centrale du bassin provençal (carte de la planche XXI), où les marnes sont peu épaisses ; région d'Aix et bassin dauphinois où la puissance est nettement plus importante (150 et 130 m). Ailleurs les dépôts sont très minces ou absents, remplacés par des *hard-grounds*, aussi bien dans la partie occidentale du bassin provençal, que dans toute la région comprise entre Barrême et le massif de l'Argentera. Ces formations se sont déposées à faible profondeur, peut-être un peu plus forte dans le cas des séries rythmiques dénuées de microfaune caractéristique.

Au Domérien supérieur les faciès très variés, se sont tous déposés dans l'"étage" circalittoral supérieur, (biomicrites glauconieuses à *Nubecularia* passant vers les zones hautes aux faciès à oolites ferrugineuses, biopelsparites à spicules, biomicrites à Crinoïdes) ou même infralittoral (oosparites). Les courants jouent un rôle important dans la mise en place de certains dépôts (fréquence des litages obliques). De vastes secteurs restent cependant privés de sédimentation au Nord-Est de Castellane. Il est peu probable que le haut-fond du moyen Verdon soit émergé au Domérien, car les conditions correspondent partout à une mer ouverte. On ne connaît aucune trace de couches domériennes entre Brignoles et Castellane, la découverte de poches isolées est cependant possible.

e) AU TOARCIEN, les zones de *hard-ground* dépourvues de sédimentation sont très étendues, couvrant toute la région comprise entre Barrême et la vallée du Var (planche XXII), ainsi que la majeure partie de la Provence occidentale. Les marnes de base très peu épaisses de la région de Cuers passent vers le Nord à des couches glauconieuses, puis à des bancs à oolites ferrugineuses, directement transgressifs sur les dolomies hettangiennes. Le Toarcien supérieur, qui existe seulement entre Toulon et Cabasse montre des faciès calcaires à oncolites (circalittoral supérieur).

f) Les dépôts de l'AALENIEN s'étendent plus avant sur le haut-fond du moyen Verdon, en bordure duquel prédominent les biomicrites claires recristallisées et les faciès à lentilles construites souvent dolomitisés (planche XXII). Les calcaires blancs subrécifaux dolomitisés jalonnent le bord septentrional de la zone haute (Chabrières, Castellane et Aiglun). Ils ont remplacés vers le Nord par des *hard-grounds* (Castillon) ou par des lentilles à oolites ferrugineuses (Ubraye). Plus loin, on passe aux marnes noires dauphinoises.

Tout le bassin provençal se caractérise à l'Aalénien par des dépôts circalittoraux déposés dans la zone euphotique, avec des passages latéraux rapides, liés à l'extension des peuplements benthiques (Algues, Spongiaires, Crinoïdes, Polypiers). La présence, sur la bordure du haut-fond du moyen Verdon de formations construites à tendance récifale, montre que cette zone haute est sans doute presque émergée. Mais les conditions tendent à s'uniformiser

qui est située au front des unités charriées marseillaises. Il est possible que ce haut-fond s'étende à l'emplacement de la série autochtone (synclinal de l'Arc, Lare) ; mais le Jurassique inférieur n'y affleure pas, et aucun sondage profond n'a été effectué dans cette région. *Le haut-fond du moyen Verdon s'étend très largement sous le bassin tertiaire de Valensole*, au delà duquel la série éojurassique se développe à nouveau et très rapidement à l'Est d'une ligne passant par Chabrières, Digne et Barles. La puissance atteint 600 m à Chaudon-Norante, où une lacune affecte cependant le Toarcien, et augmente vers le Nord-Est : 1100 m à la Robine, 1900 m à Remollon. Ces formations marno-calcaires très épaisses sont charriées vers le Sud-Ouest sur des unités (Barles) où le Jurassique inférieur est surtout calcaire et beaucoup plus mince comme à Mirabeau II.

3°) EXTENSION DES PINCIPAUX FACIES, ESSAI DE PALEOGEOGRAPHIE.

a) AU DEBUT DU JURASSIQUE, pendant l'HETTANGIEN, la partie méridionale de la Provence est occupée par un bassin peu subsident, très plat, où se sont déposées les dolomies cuboïdes. La tranche d'eau ne dépasse pas quelques mètres et des périodes temporaires d'assèchement sont certaines (mud-cracks, traces de pas de Reptiles). L'absence de faune montre que les conditions physico-chimiques doivent être particulières (sursalées), mais sans qu'il y ait de véritables évaporites. Le haut-fond du moyen Verdon, probablement émergé mais ne formant aucun relief (pas d'érosion ni de matériel détritique), sépare ce bassin provençal de la mer qui s'étend sur les régions alpines. Sur sa bordure septentrionale se développent des faciès infralittoraux (intrasparites et oosparites dolomitiques) peu épais, passant au Nord à des faciès calcaires ou marno-calcaires à faunes marines. Mais la subsidence est faible et la mer reste localisée au-delà d'une ligne passant par Chabrières, Rougon, Castellane, Ubraye, Daluis, Pierlas et Rimplas (planche X X). La présence fréquente de niveaux à coprolithes de Crustacés montre que la profondeur était là aussi très faible.

La fin de l'Hettangien est marquée par l'arrêt de la subsidence dans le bassin méridional. Une émersion est probable, mais aucun indice d'érosion n'a été observé au sommet de la formation dolomitique, et il n'y a pas de véritables dépôts continentaux comme ceux qui sont connus dans le Causse du Larzac.

b) AU SINEMURIEN INFERIEUR, il n'y a aucun dépôt dans la région méridionale ; ce n'est que vers le milieu de cette période que la mer atteint à nouveau les environs d'Aix : la transgression est marquée par des niveaux microbréchiques "ravinant" les bancs sous-jacents et par des intrasparites et oosparites à Dasycladacées infralittorales. Des faciès analogues se développent localement sur la bordure septentrionale de la région émergée (Soleilhas) où les couches marines, directement transgressives sur le Rhétien, s'étendent vers le Sud-Est jusqu'à Levens. La subsidence du bassin dauphinois s'accentue suivant un axe Barrême - Remollon, les faciès restant toutefois peu profonds : les faunes signalées par les géologues de la C.O.P.E.F.A. semblent avoir vécu dans le circalittoral. L'abondance de la pyrite et des matières organiques montre que les secteurs subsidents forment des dépressions où tend à se développer le faciès euxinique.

c) AU CARIXIEN les faciès marins à Crinoïdes envahissent la région située au Sud d'une ligne Aix - Brignoles - Gonfaron (carte de la planche XXI). Cette transgression, qui débute peut-être dès le Sinémurien supérieur, dans la partie Ouest, n'est marquée ni par des phénomènes de ravinement, ni par des faciès détritiques. La subsidence est faible sauf aux environs

Le problème du prolongement vers l'Ouest du haut-fond du moyen Verdon et du raccord éventuel du bassin dauphinois avec la région d'Aix où les faciès sont très semblables, ne peut être résolu en l'absence d'affleurements ou de sondages profonds à l'Ouest de Pont de Mirabeau. La présence du Toarcien-Aalénien schisteux dans le sondage Istres 101 (C.F.P. 1968 p.43) indique un approfondissement du bassin provençal en direction de l'Ouest. Par ailleurs l'extension du faciès des dolomies claires à débit cubique à la région du Languedoc suggère un raccord possible entre le haut-fond du moyen Verdon et les Cévennes méridionales, émergées au Jurassique inférieur.

Vers l'Est, il semble que toute la région située au-delà de la vallée de la Vésubie était émergée au Jurassique inférieur (couverture de la partie sud-est du massif de l'Argentera). Plus au Nord, on retrouve dans les unités sub-briançonnaises charriées des Séolanes* et du Morgon* (vallée de l'Ubaye) décrites par Y. Gubler-Wahl (1928) et D. Schneegans (1938) des faciès calcaires rappelant les formations provençales : des calcaires à chailles et joints noduleux ondulés (pli du Cap*, Ouest de Barcelonnette) disparaissent très rapidement dans une même unité tectonique. Les formations constituant la partie orientale de la couverture du massif de l'Argentera sont vraisemblablement incorporées plus au Nord dans les unités charriées alpines.

* En dehors des cartes planches XX à XXII.

pour donner une vaste plate-forme homogène bordée au Nord par le secteur subsident dauphinois.

4°) CONCLUSION .

Au Jurassique inférieur, la Provence correspond à une vaste plate-forme stable, affectée localement de zones légèrements subsidentes qui ressortent bien sur une carte des isopaques (figure 37). On distingue *le bassin provençal* dont la partie orientale maintenant disparue s'étendait sur l'emplacement des Maures et le sillon de la Montagne Ste-Victoire qui doit se prolonger vers l'Ouest sous les formations récentes. Au Nord de cette plate-forme stable, *le bassin dauphinois* est en réalité formé par deux sillons subsidents grossièrement orientés Nord-Sud (secteur de Digne - Remollon à l'Est, région des Barronies et monts de Vaucluse à l'Ouest) et séparés par un haut-fond qui relie le bord méridional du massif du Pelvoux au substratum du bassin de Valensole en passant par La Saulce et Barles. Mais il s'agit partout d'un bassin épicontinental où la profondeur marine est faible. Une tendance au faciès euxinique se manifeste dans les secteurs subsidents.

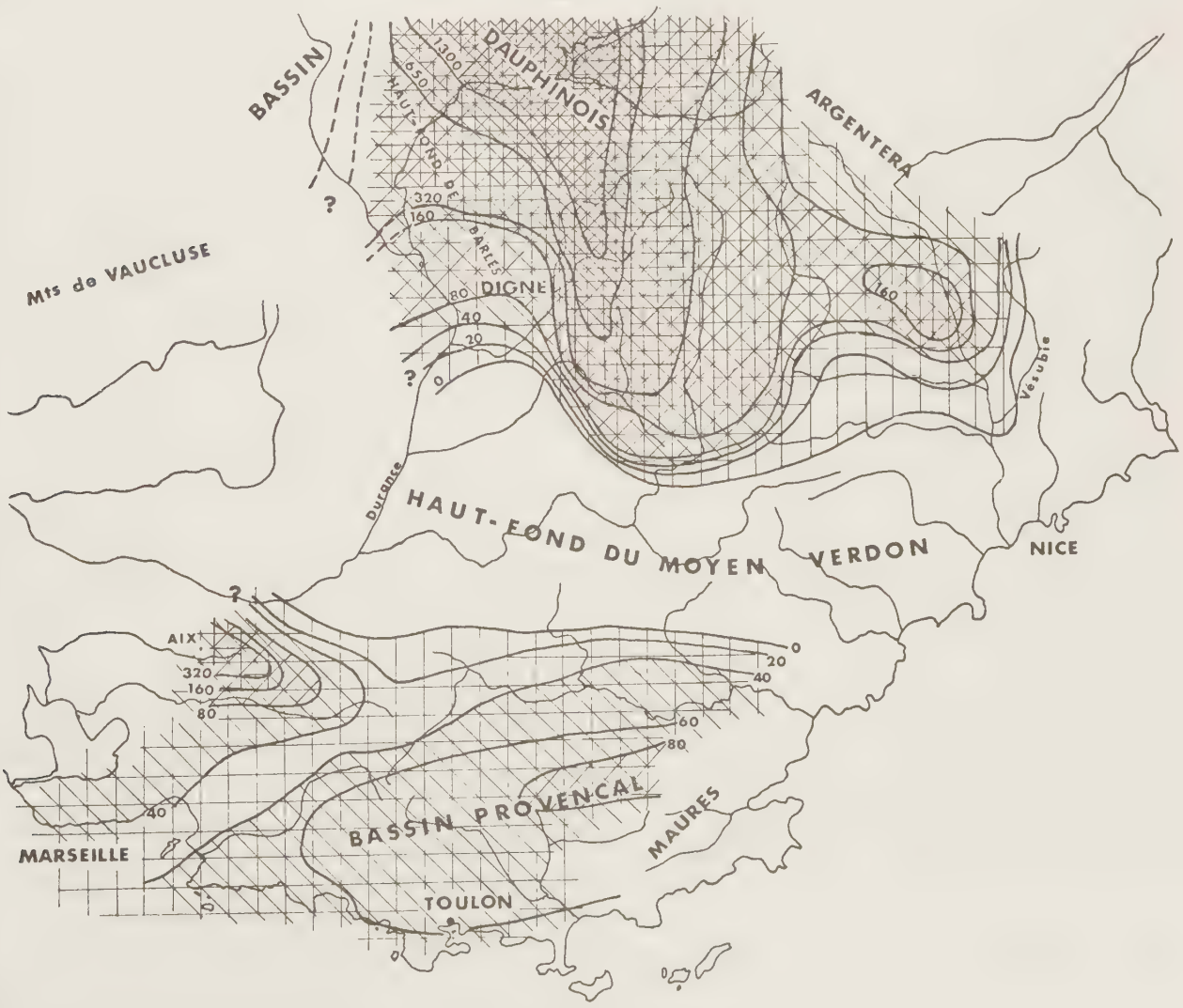


Figure 37 : Carte très schématique des isopaques du Jurassique inférieur, non compris l'Hettangien.

QUATRIEME PARTIE

LE JURASSIQUE MOYEN

I - INTRODUCTION

A - GENERALITES

Le Jurassique moyen comprend les étages Bajocien, Bathonien et Callovien, conformément aux décisions du colloque de Luxembourg (1962). Les formations attribuées à ce sous-système existent dans toute l'étendue de la région étudiée, aussi bien dans les structures provençales que dans les plis subalpins de l'arc de Castellane.

Les grandes lignes paléogéographiques du Jurassique moyen sont calquées sensiblement sur celles du Jurassique inférieur, mais au Callovien les conditions s'uniformisent. Les unités paléogéographiques sont les suivantes (fig.38) :

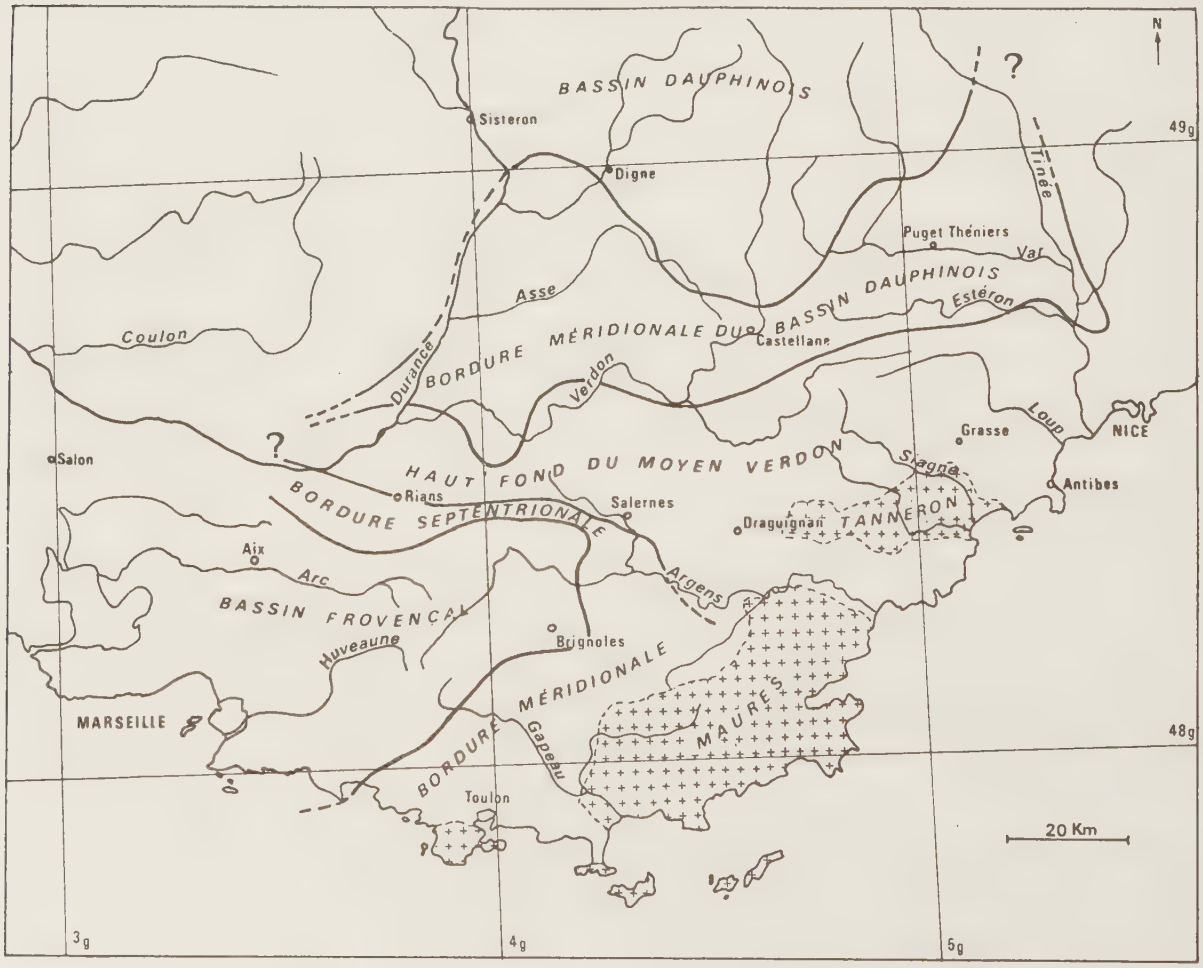


Figure 38 : Grandes unités paléogéographiques du Jurassique moyen.

La série est donc complète, épaisse (environ 450 m) mais le plus souvent peu fossilifère. On n'a pas réussi à retrouver les zones d'Ammonites, sauf dans le Bajocien.

La succession est un peu différente dans la partie occidentale de l'anticlinal de Ste Victoire. On observe à l'Est des Bonfillons une série plus marneuse, de teinte foncée, également très puissante.

a) *Marno-calcaires à Cancellophycus* (400 m). Ils reposent directement sur le Toarcien fossilifère. Les premiers bancs sont très calcaires et renferment déjà des faunes du Bajocien moyen : *Stephanoceras humphriesianum* SOW., *Cadomites braikenridgei* SOW., et supérieur (*Parkinsonia depressa* QUENST.). L'Aalénien et le Bajocien inférieurs semblent manquer. Au-dessus, les alternances montrent des couches marneuses plus développées avec des formes bathoniennes (*Lytoceras tripartitum* RASP., *Morphoceras polymorphum* d'ORB., *M. dimorphum* d'ORB., *Oppelia fusca* QUENST.) marquant la partie inférieure de l'étage. Plus haut, une succession de bancs plus durs signale le Bathonien moyen.

b) *Marnes schisteuses grises coupées de petits bancs de calcaires argileux* (40 m). Les rares Ammonites (*Strenoceras subcontrarium* BEHRNDS., *Sphaeroceras ymir* OPP.) indiquent le Bathonien supérieur.

c) *Marnes grises ou noires (300 m).* A la base, elles renferment des bancs calcaires et ont fourni des petits exemplaires de *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. (zone à Macrocephalus, Callovien inférieur). Au-dessus des marnes très épaisses brunes ou noirâtres ne sont pas fossilifères (Callovien).

d) *Calcaires argileux gris attribués à la zone à Anceps* (20 m). Ils ont fourni à G. Corroy (1957) de nombreux *Hecticoceras (H. pseudopunctatum* LAH., *H. lunula* REIN., *H. metomphalum* BON.). Mais ces déterminations mériteraient d'être révisées.

e) *Marnes, d'abord coupées de bancs calcaires, puis très homogènes et de teinte gris bleu* (50 m). Ce dernier niveau, qui renferme *Quenstedtoceras lamberti* SOW., marque le sommet du Callovien.

En résumé, le bassin provençal montre une série médiojurassique complète, marneuse ou marno-calcaire, très puissante (entre 200 et 800 m). Quelques niveaux riches en fossiles peuvent être datés avec une bonne précision ; toutefois de nouvelles récoltes, rendues difficiles par l'épuisement des gisements, seraient nécessaires à la révision des déterminations.

II - La bordure méridionale du bassin provençal

Cette unité forme une bande large d'environ 20 km qui s'étend de Bandol à Lorgues. Elle est caractérisée par le développement au Bathonien supérieur de faciès calcaires souvent "coralligènes". Les passages latéraux rapides entre les divers faciès ne permettent pas de donner de succession vraiment typique. Une coupe assez représentative est visible sur le versant oriental du Pilon St-Clément, situé entre Cuers et Rocbaron.

a) *Bancs calcaires ferrugineux avec hard-grounds* (1 m). Ils représentent le Bajocien inférieur (zones à Sauzei et à Sowerbyi).

b) *Alternances de marnes noduleuses et de calcaires gris jaunâtre à Cancellophycus* (150 m). La base renferme à Solliès-Toucas (A. Lanquine, 1929, p.231) des faunes du Bajocien moyen et supérieur (*Stephanoceras humphriesianum* SOW., *Stephanoceras* cf. *mutabilis* QUENST., *Cadomites* cf. *braikenridgei* SOW., *Parkinsonia planulata* QUENST., *Perisphinctes martiusi* d'ORB.

- Au Sud *le bassin provençal*, où n'existe plus le sillon de Ste-Victoire, est bordé par des marges caractérisées par des faciès littoraux particulièrement développés au Bathonien. Au Callovien les conditions deviennent plus uniformes et le bassin perd son individualité.

- *Le haut-fond du moyen Verdon* garde la même extension qu'au Jurassique inférieur, mais il est partout recouvert par les sédiments marins du Bajocien et du Bathonien, présentant des faciès coralligènes ou dolomitiques, coupés de lacunes. Il s'atténue, puis disparaît au Callovien.

- *Le bassin dauphinois* couvre toute la région septentrionale ; il est plus étendu et plus uniforme qu'au Jurassique inférieur, avec seulement des reliefs localisés. Sa marge méridionale montre des faciès littoraux qui marquent la proximité du haut-fond du moyen Verdon. Il constitue toujours une zone subsidente au Callovien et pendant le Jurassique supérieur.

B - ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE GENERALE DU JURASSIQUE MOYEN PROVENCAL

Les diverses unités paléogéographiques qui viennent d'être définies sont caractérisées par leur série stratigraphique particulière. Nous donnerons pour chaque secteur la succession type, basée sur les Ammonites.

Mais les subdivisions stratigraphiques sont beaucoup moins précises que pour le Jurassique inférieur. En effet, dans les séries calcaires dépourvues de fossiles, la lithostratigraphie est seule utilisable.

I - Le bassin provençal

Le bassin provençal est caractérisé au Jurassique moyen par le développement des faciès marno-calcaires à *Cancellophycus* ; il couvre un secteur grossièrement triangulaire limité par une ligne passant par La Ciotat, Brignoles, Cotignac, Aix. La série peut être observée de façon complète dans le ravin du Serre au Nord-Est de Cuges-les-Pins (Ste-Baume), à savoir de bas en haut :

a) *Bancs de calcaire roux, ferrugineux, souvent très fossilifères* (2 m). Ils ont fourni les faunes du Bajocien inférieur (zones à Sauzei et à Sowerbyi). A. Lanquine (1929 p.248) cite en particulier *Sonninia sulcata* BUCKM.

b) *Alternances rythmiques des calcaires argileux gris et de marnes de même teinte* (40 m). La surface des bancs montre de nombreuses empreintes de *Cancellophycus*. Les couches de base (30 m) sont assez fossilifères (A. Lanquine) avec des formes du Bajocien supérieur : *Stéphanoceras humphriesianum* SOW., *Cadomites braikenrigei* SOW., *C. pyritosus* QUENST. (zone à Humphriesianum) à la base ; et plus haut *Garantiana garantiana* d'ORB., *G. densicostatum* QUENST., *Strenoceras niotense* d'ORB. (zones à Subfurcatum et à Garantiana). Les fossiles deviennent ensuite plus rares, avec quelques formes du Bathonien inférieur (*Lytoceras tripartitum* RASP., *Sphaeroceras microstoma* d'ORB., *Grossouvreia aurigerus* OPP., *Oppelia fusca* QUENST.) récoltées à environ 40 m de la base de la formation qui plus haut devient assez calcaire. Le reste de la série peut être attribué au Bathonien moyen et supérieur, mais les fossiles sont très rares.

c) *Calcaires gris bien stratifiés* (20 m). Ils ont fourni des faunes (*Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *Hecticoceras hecticum* REIN.) du Callovien inférieur et moyen. Cette formation se termine par un *hard-ground* et supporte directement des couches kimmeridgiennes.

2°) A L'OUEST DANS LA PARTIE ORIENTALE DE L'ANTICLINAL DE STE VICTOIRE, LA SUCCESSION EST UN PEU DIFFERENTE AUX ENVIRONS DU HAMEAU DE CLAPS.

a) *Calcaires bruns siliceux, sans fossiles, pouvant être attribués au Bajocien (inférieur ?).*

b) *Marno-calcaires* à Cancellophycus (200 m). Ils sont parfois fossilifères à la partie supérieure, mais les faunes n'ont pas été étudiées.

c) *Barre calcaire dont les bancs inférieurs renferment Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON.

d) *Marnes gris bleu* (50 m) à *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH *de la base du Callovien.*

e) Marno-calcaires à faunes du Callovien moyen. Ils sont couronnés par un banc calcaire. Le Callovien supérieur semble manquer.

La bordure septentrionale du bassin provençal est caractérisée par le développement de faciès calcaires au Bajocien supérieur et au Bathonien terminal. Le Callovien est marneux et puissant à l'Ouest (400 m), peu épais et marno-calcaire entre Rians et Cotignac (1 à 30 m) sans doute dolomitique plus à l'Est.

IV - Le haut-fond du moyen Verdon

Le Jurassique moyen du haut-fond du moyen Verdon est entièrement constitué par des couches calcaréo-dolomitiques souvent assez puissantes dans lesquelles l'absence d'Ammonites empêche toute chronostratigraphie précise. Les seuls fossiles rencontrés (Rhynchonelles, Lamellibranches, Polypiers) semblent liés aux faciès. Seule la microfaune à *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON constitue un repère valable. Nous examinerons successivement d'Ouest en Est l'unité du Mont Major, la coupe de Blaque Meyanne, et l'unité des Baous.

1°) LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'UNITE CHEVAUCHANTE DU MONT MAJOR (NORD-EST DE RIANS) MONTRE UNE SUCCESSION PEU EPAISSE (70 m).

a) *Calcaires clairs à chailles peu épais* (10 m). Ils reposent directement sur les calcaires et marnes du Rhétien et sont attribués au Bajocien.

b) *Mince niveau marno-calcaire (5 m), puis calcaires assez massifs (50 m).* Ces derniers renferment *Meyendorffina bathonica* (Bathonien supérieur) à la partie inférieure, et se terminent par un *hard-ground.*

c) *Calcaires argileux (2 m).* Ils ont fourni *Reineckeia douvillei* STEINMANN et *Perisphinctes submutatus* NIK. (Callovien moyen) et supportent directement l'Oxfordien moyen marneux à *Cardioceras* sp.

Cette coupe montre que la série est très incomplète, avec lacune du Bathonien inférieur et moyen, et de la majeure partie du Callovien.

2°) PLUS A L'EST, AUX ENVIRONS D'AUPS, TOUTE LA SERIE EST DOLOMITIQUE ET CE N'EST QUE VERS BARGEMON, SUR LES PENTES DE BLAQUE MEYANNE, QUE L'ON RETROUVE UNE SERIE CALCAIRE MEDIO-JURASSIQUE ASSEZ EPAISSE.

Le même auteur signale à 60 m de la base *Lytoceras tripartitum* RASP., forme bathonienne.

c) *Marnes détritiques jaunes (5m) surmontées par des calcaires oolitiques roux* (60m). La partie moyenne renferme *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, indiquant le Bathonien supérieur.

d) *Calcaires à oncolites et à Polypiers* (20 à 30 m). Ils n'ont pas fourni de fossiles caractéristiques.

e) *Calcaires argileux noduleux surmontés par des couches à oncolites souvent dolomitisées* (30 m). Ces formations terminent la série bathonienne.

Nous avons trouvé dans une formation de même faciès qui affleure sur la côte, entre Les Lecques et Bandol, une faune d'Ammonites* du Bathonien supérieur (partie moyenne ?) : *Delecticeras delectum* ARKELL, *D. legayi* SAUV. et RIG., *Oecotraustes serrigerus* WAAGEN., *Perisphinctes* sp. ind. aff. *detortus* de GROSS.

f) *Marnes micacées (5m) surmontées par des gros bancs de dolomies grises ou rosées.* Elles sont attribuées au Callovien inférieur par analogie avec les couches de même faciès des plateaux d'Agnie (Nord de Seillons) qui ont fourni *Oppelia* sp. et *Choffatia leptus* GEMM. indiquant la zone à *Macrocephalus*, d'après M. Collignon.

La bordure méridionale du bassin provençal montre une série où le Jurassique moyen débute comme dans le centre du bassin par l'horizon calcaire du Bajocien inférieur, suivi par une série marno-calcaire moins épaisse et renfermant des quartz détritiques (Bajocien supérieur et partie inférieure du Bathonien). Au-dessus se développent des calcaires de faciès variés, dont l'épaisseur peut atteindre 150 m et qui sont datés du Bathonien supérieur. Le Callovien est constitué par des marnes sableuses et des dolomies sans fossiles.

III - La bordure septentrionale du bassin provençal

Cette unité, qui s'étend du Nord d'Aix jusqu'à Cotignac et Lorgues, est marquée par le développement de faciès calcaires au Bajocien et au Bathonien. Deux modalités peuvent être observées.

1°) A L'EST, DANS LA REGION D'ENTRECASTEAUX, ON OBSERVE PLUSIEURS NIVEAUX CALCAIRES AVEC DES PASSEES DOLOMITIQUES.

a) *Banc calcaire fossilifère à oolites ferrugineuses* (0,50 m). Il a fourni *Sonninia zurcheri* DOUV. (A. Lanquine, 1929, p.258) de la base du Bajocien.

b) *Alternances de calcaires jaunes, souvent oolitiques, et de marnes grises* (25 m). Ces dernières renferment la faune de la zone à Sauzei du Bajocien inférieur (G. Mennessier, 1959, p.20).

c) *Ensemble calcaréo-dolomitiques sans fossiles* (30 m).

d) *Marno-calcaires* à Cancellophycus (100 m). Ils n'ont fourni que des empreintes d'*Entolium valauryense* LANQU., forme qui est généralement localisée dans le Bathonien.

e) *Calcaires roux souvent oolitiques passant irrégulièrement à des dolomies grises.* Il n'y a aucune trace de couches calloviennes.

* Ammonites déterminées par M. Collignon que je remercie ici.

1°) A L'OUEST LA SERIE CHEVAUCHANTE DE VINON ST-JULIEN LE MONTAGNE MONTRE UNE SUCCESSION PEU FOSSILIFERE.

a) *Dolomies grises très altérées* (plus de 100 m).

b) *Alternances de calcaires gris parfois oolitiques et de calcaires argileux à Cancellophycus* (80 m). Ils représentent probablement le Bathonien.

c) *Marnes peu épaisses* (15 m). Elles ont un faciès rappelant le Callovien des environs de Rians et supportent directement les calcaires argileux de l'Oxfordien moyen.

La présence de *Meyendorffina sp.* douteux vers la base de la formation (b) indique que celle-ci pourrait ne représenter que le seul Bathonien supérieur. Une lacune du Bathonien inférieur est donc possible.

2°) DANS L'ANTICLINAL DE SERRE DE MONTDENIER, au Nord-Est de Moustiers-Ste-Marie, la succession est du même type, mais plus réduite : on observe seulement au-dessus des dolomies une trentaine de mètres de calcaires argileux micacés (Callovien ?). Mais la coupe de la série de Barbin entre Moustiers-Ste-Marie et La Palud donne des éléments plus précis.

a) *Dolomies grises se terminant par un banc calcaire* dont le faciès (biomicrite à oncolites rouges) rappelle les niveaux bajociens de la cluse de Chasteuil.

b) *Marno-calcaires à Cancellophycus, peu épais (100 m).* Ils se terminent par des niveaux plus durs à *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON. L'ensemble est attribuable au Bathonien.

c) *Calcaires un peu argileux en plaquettes.* Ils ont fourni *Hecticoceras* sp., et *Reineckeia* af. *anceps* (Callovien moyen) ; ils supportent directement l'Oxfordien calcaire.

La coupe est analogue, mais avec une puissance totale plus forte dans les cluses de Chasteuil et de Taloire, au Sud-Ouest de Castellane.

3°) AU NORD-OUEST DE CETTE LOCALITE, de nombreux auteurs, dont A. Lanquine (1929), ont décrit la succession recoupée par la route Napoléon dans la cluse de Taulanne.

a) *Banc ferrugineux (0,50 m).* Il a livré des faunes des zones à Sowerbyi et à Sauzei du Bajocien inférieur (op. cit. p.268).

b) *Niveaux calcaires bruns à chailles (2 m) se terminant par un hard-ground, également très fossilifères* (zone à Garantiana du Bajocien supérieur).

c) *Marno-calcaires à Cancellophycus à faune du Bathonien inférieur (50 m).* Les niveaux supérieurs n'affleurent pas.

Cette série, réduite en épaisseur, indique la persistance des lacunes et des condensations de zones paléontologiques, à une distance notable du haut-fond du moyen Verdon vers le Nord.

4°) EN BORDURE DU DOME DE BARROT, la série recoupée par la vallée du Var à Daluis montre à la base des calcaires à *Cancellophycus* qui se terminent par un niveau glauconieux et phosphaté d'âge bajocien supérieur (P. Bordet, 1950). Le Bathonien est formé de marno-calcaires à *Cancellophycus* épais (100 m). Il semble qu'une lacune affecte le Callovien, car ces couches bathoniennes supportent directement des marnes passant rapidement à l'Oxfordien moyen.

a) *Calcaires beiges clairs ou roux, à chailles (20 m), surmontés par des dolomies grises (30 m).* Les calcaires ont fourni de rares *Ostrea sandalina* GOLDF (A. Lanquine, 1929) et sont attribués au Bajocien.

b) *Calcaires oolitiques jaunes (50 m).*

c) *Alternances irrégulières de calcaires blancs à oncolites et de marno-calcaires gris ou verdâtres (25 m).* Les fossiles (*Rhynchonella hopkinsi* M'COY. in DAV.) caractérisent le Bathonien supérieur.

d) *Calcaires blancs à oncolites (100 m).* Ils renferment *Rhynchonella decorata* SCHLOTH. et *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON qui caractérisent toujours le Bathonien supérieur.

e) *Bancs de calcaires en plaquettes grisâtres (30 m).* Ils ont fourni (A. Lanquine, 1929) à Mons une faune callovienne et supportent directement l'Oxfordien supérieur calcaire.

Cette coupe où le Jurassique moyen a une puissance de 260 m, montre un grand développement des calcaires attribués au Bathonien ; il est possible que la partie moyenne de l'étage soit représentée par les couches oolitiques jaunes. Mais une lacune au Bathonien inférieur est probable.

3°) AU NORD DE VENCE L'UNITE DES BAOUS montre une succession assez comparable, mais les niveaux à *Meyendorffina bathonica* du Bathonien supérieur reposent directement sur les calcaires roux bajociens à chailles. Les couches supérieures du Bathonien sont complètement dolomitisées.

Plus au Sud, des faciès particuliers, en partie continentaux, apparaissent entre Antibes et Valbonne. La succession montre de bas en haut :

a) *Calcaires roux ou bruns, siliceux et souvent dolomitisés, attribués au Bajocien (30 m).*

b) *Banc oolitique brun, terminé par une croûte de limonite (0,50 m).*

c) *Marnes grises, ligniteuses, montrant vers le haut des intercalations de calcaires argileux à nombreuses Ostrea* sp. *(5 m).*

d) *Calcaires blancs à lits noduleux (30 m).* Ils renferment *Meyendorffina bathonica* du Bathonien supérieur.

e) *Dolomies grises très altérées.*

Cette succession, qui est difficile à étudier à cause de la mauvaise qualité des affleurements, a donné lieu à plusieurs interprétations. Seuls les termes (c) et (d) sont datés (Bathonien supérieur).

Le Jurassique moyen du haut-fond du moyen Verdon est donc caractérisé par des faciès calcaréo-dolomitiques, comportant un épisode plus argileux à la base du Bathonien supérieur. Une lacune affecte presque partout la partie inférieure et même moyenne de cet étage, ainsi que le Callovien inférieur.

V - La bordure méridionale du bassin dauphinois

La stratigraphie de cette unité est encore confuse, plusieurs coupes restant difficiles à interpréter. On observe vers le Nord le développement de la série à *Cancellophycus*, qui surmonte généralement des dolomies dont l'âge reste imprécis.

II_ ETUDE DES COUPES

A - BASSIN PROVENCAL

La description des séries du bassin provençal débutera par les coupes de la partie méridionale. La monotonie des calcaires et calcaires marneux à *Cancellophycus* ne justifie pas une étude détaillée complète des microfaciès. Une telle étude ne sera effectuée que pour quelques niveaux particulièrement intéressants.

I - Région de Marseille

1°) COUPE DE CUGES

La succession, qui est schématisée sur la figure 39, a été étudiée de part et d'autre du vallon du Serre, entre la plaine de Cuges et le quartier de Nivaillon. Les affleurements ne sont pas absolument continus, mais permettent d'observer les grandes lignes de la série dont la base est visible au point coté 452 (lieu dit "Garçon").

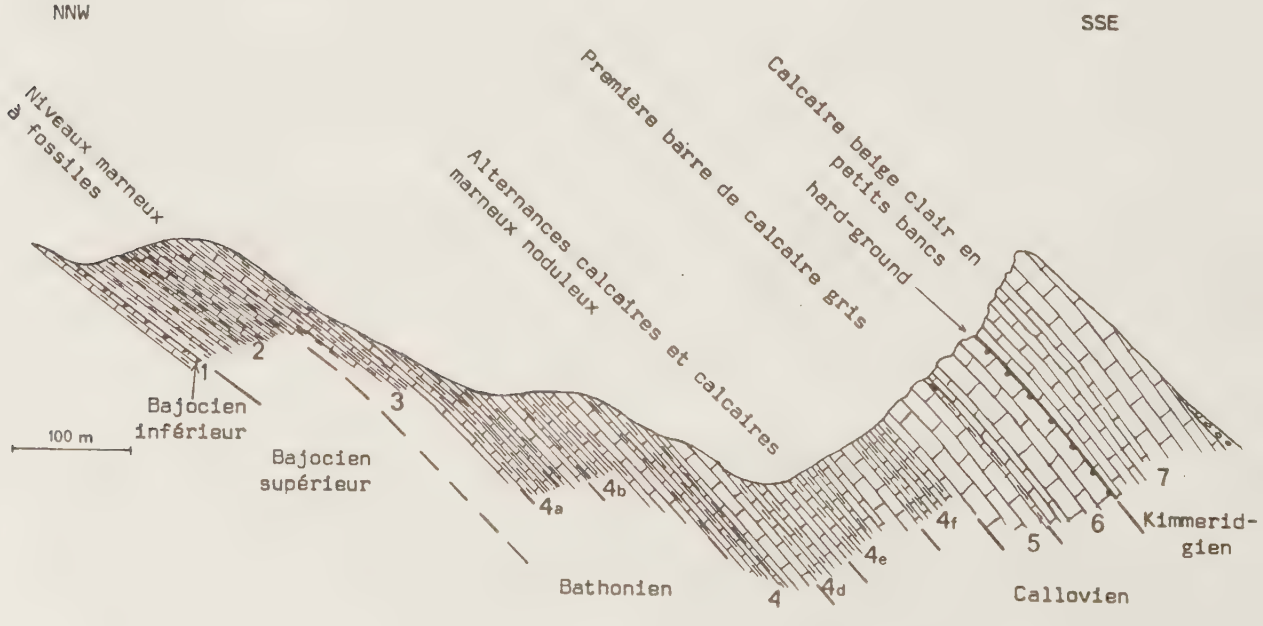


Figure 39 : Coupe du Jurassique moyen au Nord-Est de Cuges.

5°) PLUS AU SUD, DANS LA VALLEE DE L'ESTERON, la coupe de la cluse d'Aiglun montre une succession qui pose encore de nombreux problèmes stratigraphiques.

a) *Dolomies grises renfermant à la partie supérieure des fantômes de chailles.* Elles reposent sur le Rhétien marneux.

b) *Barre calcaire massive montrant des petits biohermes à Polypiers et des grands Lamellibranches.*

c) *Gros bancs constitués de calcaires à oncolites rougeâtres.* Ils passent progressivement vers le haut à des calcaires un peu argileux à *Cancellophycus.*

d) *Calcaires parfois noduleux assez puissants (100 m), renfermant à la partie moyenne des Ammonites du Callovien.*

En l'absence de fossiles caractéristiques, les analogies de faciès avec la coupe de la Gondole montrent que (a) et (b) peuvent se rattacher à l'Aalénien ou au Bajocien. Par contre les niveaux (c) et (d), qui semblent être en continuité stratigraphique, peuvent être attribués au Callovien et au Bathonien, sans aucune assurance en ce qui concerne ce dernier étage.

VI - Le bassin dauphinois

Cette unité est caractérisée par le développement des faciès marno-calcaires au Bajocien-Bathonien et de marnes brunes ou noires au Callovien. L'étude de ces formations n'a pas été abordée et les coupes de cette région ne seront citées qu'à titre de comparaison.

VII - Conclusions

L'étude détaillée des faciès sera faite à l'aide de coupes, dont la position est donnée planche XXIII, choisies dans les différentes unités paléogéographiques qui viennent d'être définies, en insistant sur l'étude des variations latérales qui sont très fréquentes dans les séries calcaréo-dolomitiques.

fourni de mauvais débris d'Ammonites du Bathonien supérieur (*Choffatia* cf. *subbackeriae* d'ORB., *Choffatia* sp.). Au microscope ces calcaires montrent des grains de glauconie et des petits grains de quartz. Ces couches se poursuivent au-dessus du niveau fossilifère et sont surmontées par des calcaires fins, gris foncé, en petits bancs, formant une falaise. Plusieurs auteurs (A. Lanquine, 1935 ; R. Campredon, 1963) ont cité à ce niveau des couches "argoviennes" (Oxfordien moyen) sans donner de liste de fossiles. Nous n'avons pas retrouvé ces derniers. Les bancs glauconieux renferment dans le vallon de Vaufrèges des débris d'Ammonites calloviennes, mais il n'y a aucune trace des faunes, très caractéristiques, de l'Oxfordien.

Dans la partie orientale de l'Etoile, les reliefs qui dominent Cadolive montrent la même succession, avec également des bancs un peu glauconieux et détritiques intercalés dans les calcaires fossilifères (A. Lanquine, p.355) du Callovien (Collet du Ratier).

Vers l'Ouest, l'ensemble du Jurassique moyen est représenté par des faciès marno-calcaires au Nord de Septêmes et dans le vallon de la Nerthe. Cette formation, qui est exploitée pour les cimenteries, est très monotone. De nombreux fossiles calloviens ont été cités à la partie supérieure où existent des bancs plus calcaires et des niveaux glauconieux localisés. Mais la mauvaise qualité des affleurements et la monotonie de la succession qui est de plus coupée par de nombreuses failles, ne permettent pas d'établir une coupe satisfaisante, même aux environs de Septêmes.

Le Jurassique moyen des environs de Marseille est entièrement marno-calcaire et assez puissant. Il est impossible pour le moment de préciser l'extension stratigraphique de la lacune qui affecte la majeure partie de l'Oxfordien, et vraisemblablement le Callovien supérieur. Il faut noter que cette lacune n'est marquée par aucune discontinuité sédimentaire visible. Elle est ainsi très difficile à mettre en évidence sur une coupe et pose un problème non encore complètement résolu.

II - Coupe de l'Aurelien

Les pentes occidentales du mont Aurélien montrent, sous la cote 880, une bonne coupe du Jurassique moyen dont la puissance est de l'ordre de 250 m. La série marno-calcaire (Bajocien supérieur et Bathonien) à *Cancellophycus* n'a pas été levée. Elle repose directement sur le *hard-ground* qui termine les calcaires aaléniens ; le banc calcaire du Bajocien inférieur n'existe pas. La partie supérieure montre, comme à Cuges, les couches calcaires calloviennes dont le détail est donné planche XXV.:

1 *Marnes calcaires jaunes, gréseuses, à petites paillettes de muscovite.* Elles ont fourni *Bullatimorphites bullatus* d'ORB. et *Oecotraustes* cf. *conjungens* MAYER (zone à Macrocephalus, extrême base du Callovien), au col coté 722 (au Nord de la faille). Ces marnes renferment des petits bancs de calcaires argileux qui deviennent plus nombreux et plus épais vers le haut.

2 *Petits bancs de biopelmicrite grise à joints jaunâtres.* Ils forment une première falaise et renferment des débris de Lamellibranches.

3 *Bancs calcaires plus épais et toujours séparés par des joints marneux.* Les grains de quartz sont très rares ; on observe des pelmicrites à rares tests fins, Radiolaires, Foraminifères (petites Milioles, arénacés, *Cristellaria* sp. Plus haut, un banc situé vers la cote 800, formé de pelmicrite à petits grains de phosphates et de glauconie, renferme des débris d'Ophiures, des tests fins, des Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.). Ce niveau est très fossilifère (G. Guieu et C. Tempier, 1968) et a fourni *Reineckeia (Frickites) freii* JEANNET (plusieurs très beaux exemplaires de grande taille), *R. grossouvrei* PETITCLERC, *Reineckeia* sp., *Choffatia furcula* NEUM. (bel exemplaire), qui indiquent le Callovien moyen (zone à Coronatum).

1 *Banc de calcaire gris à nodules de limonite affleurant grâce à une tranchée récente.* La surface supérieure constitue un *hard-ground* très net qui est fossilifère (Bajocien inférieur) plus à l'Est, le long d'un sentier au point de coordonnées x = 874,970 y = 116;980.

2 *Marnes gris clair avec petits bancs de calcaires argileux de même couleur renfermant des fossiles du Bajocien supérieur.*

3 *Bancs plus calcaires et plus durs* (cote 426,8). On rencontre les premières Ammonites bathoniennes (*Lytoceras tripartitum* RASP.). Au sommet, un niveau jaune est formé de pelmicrite à spicules (Alcyonnaire ?) et tests fins (LM 916).

4 *Alternances calcaires - calcaires argileux, souvent noduleux.* Elles forment des rythmes métriques, qui se regroupent en séquences décamétriques marquées par des bancs plus durs et plus calcaires. Les séquences sont au nombre de six (notées 4a, 4b,..., 4f, sur la coupe); leur épaisseur augmente vers le haut. Les derniers bancs sont noduleux et très peu marneux (4f), ce qui traduit la tendance très nettement positive de la séquence générale du Jurassique moyen.

5 *Formation calcaire affleurant en falaise.* Elle peut être étudiée le long d'un ancien chemin qui est taillé dans la crête rocheuse qui domine à l'Est le vallon du Serre, au point de coordonnées x = 874,320 y = 115,600. Le détail est donné par la planche XXIV. Les micrites à tests fins passent vers le haut à des biomicrites à tests fibreux débris de Crinoïdes, rares fragments de Bryozoaires, Ophiures et avec quelques Foraminifères (LM 694). Au-dessus d'une petite vire, un banc à chailles est formé de biomicrite recristallisée.

6 *Pelmicrites à tests fins formant la deuxième barre.* Elles renferment des Scaphopodes et des Foraminifères : *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et petits arénacés (LM 690). Le sommet est marqué par un *hard-ground* qui a fourni en bordure du sentier, quelques Ammonites. Une lame taillée perpendiculairement au contact montre plusieurs joints limoniteux séparant des lits successifs de biomicrites à débris de tests (fibreux et fins), pellets, petits nodules de phosphate fibro-radiés, glauconie. La microfaune est abondante avec des *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Globigerina* ? sp. (formes semblables à celles de l'Oxfordien) et des Radiolaires. Il faut noter l'absence sur le *hard-ground* d'Ammonites oxfordiennes.

7 *Petits bancs réguliers de micrites à tests fins.* Ils forment la crête et sont attribués au Kimmeridgien.

Le Bajocien supérieur et le Bathonien forment une séquence oscillante positive qui se termine par un horizon calcaire callovien. Ce dernier étage semble d'ailleurs incomplet et supporte directement le Kimmeridgien.

A quelques kilomètres plus à l'Est, les calcaires correspondant aux niveaux *5-6* affleurent dans le vallon de Vignole, sous la cote 556,5 où ils ont fourni : *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. var. *canizaroi* GEMM., *Reineckeia stuebeli* STEINMANN, *R. groussouvrei* PETITCLERC, *Hecticoceras* cf. *pseudopunctatum* LAH., *Choffatia* cf. *comptoni* PRATT. Cette faune indique le Callovien inférieur et moyen, condensés sur quelques mètres. Le *hard-ground* terminal n'est pas visible.

Le Jurassique moyen présente des caractères comparables dans le reste de la série allochtone de la Ste-Baume, sauf vers Mazaugues où apparaissent des faciès calcaires qui seront étudiés plus loin et qui se développent également localement dans la série autochtone de la Lare (G. Guieu, 1966 ; G. Guieu et C. Tempier, 1968).

2°) ENVIRONS DE MARSEILLE

La série marno-calcaire est bien développée dans les unités allochtones et présente partout une grande épaisseur. Dans l'anticlinal de Carpiagne, cette formation atteint 500 m (d'après les levers de surface et les résultats du sondage Carpiagne 1) et se termine par des gros bancs de pelmicrites gris foncé ou noires qui affleurent dans la partie aval du vallon de la Panouse (environ 100 m à l'Est du dernier mur de clôture, au Nord du sentier). Elles sont surmontées par des calcaires noduleux gris jaunâtre, se débitant parfois en plaquettes, qui ont

Du point de vue chronostratigraphique, cette formation est attribuée au Bathonien supérieur. Les fossiles sont rares à l'exception des Posidonomyes.

5 *Marnes plus calcaires alternant avec des bancs de calcaire argileux en plaquettes (30 m).* **Les petites Ammonites épigénisées en pyrite sont fréquentes avec en particulier *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH.**

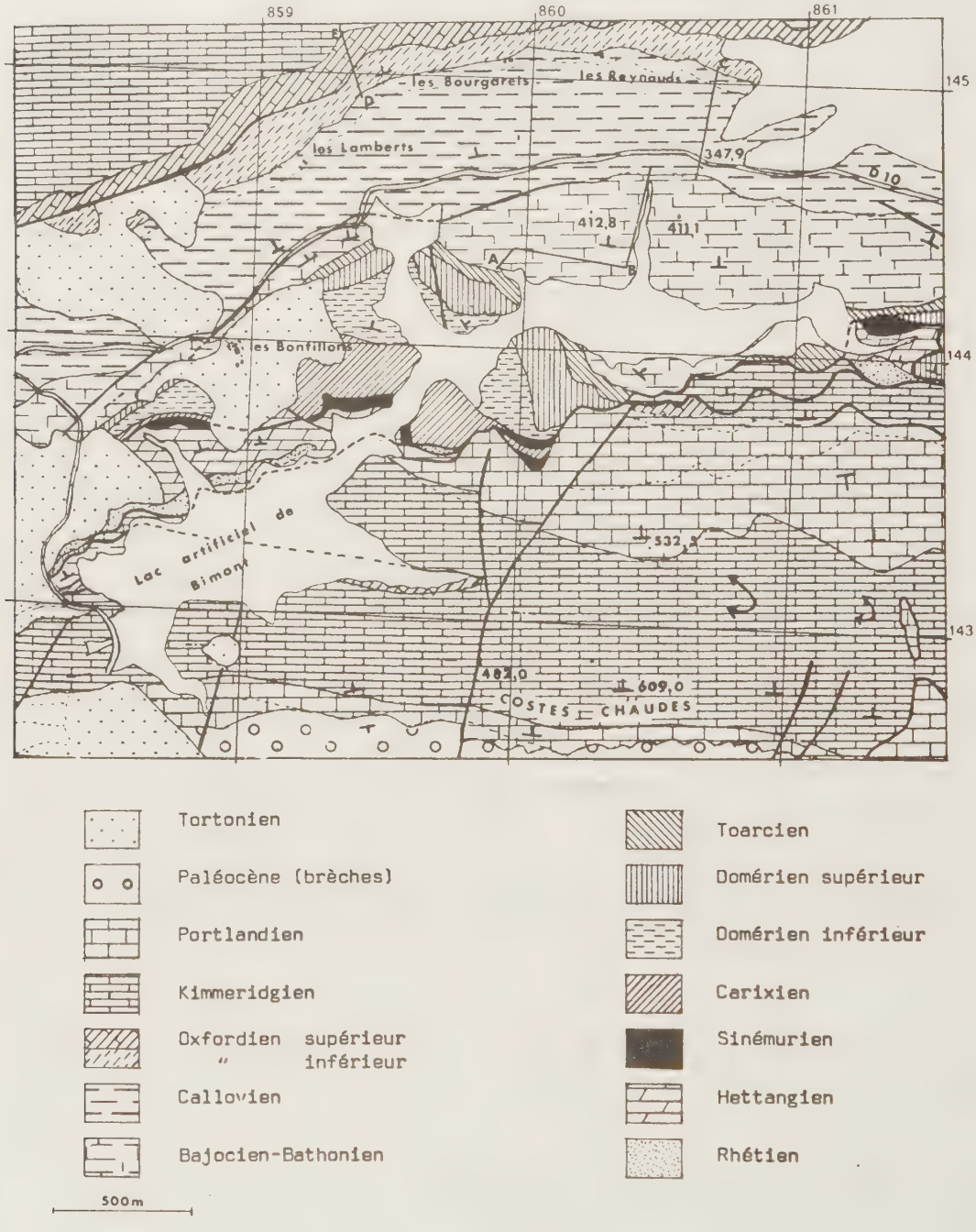


Figure 40 : **Position des affleurements et des coupes du Jurassique moyen aux environs des Bonfillons.**

4 *Pelmicrites formant deux bancs épais séparés par un joint un peu argileux.* Elles renferment (LM 634) de rares débris (tests fibreux et fins, *Globochaetes* sp., *Cristellaria* sp. *Spirillina* sp.) avec des petits grains de phosphates. Juste au-dessus, on trouve par places, des lentilles peu épaisses (0,30 m) de biomicrite à glauconie, à débris de Crinoïdes et de tests fibreux ainsi que des nodules phosphatés (LM 634').

5 *Petits bancs de micrites à tests fins passant en continuité au Kimmeridgien.* Il n'y a pas de *hard-ground* visible.

Cette coupe montre que le Callovien débute par un horizon marno-détritique à muscovite (zone à Macrocephalus), suivi par des calcaires dont la partie supérieure se rattache à la zone à Coronatum et se termine par un niveau phosphaté et glauconieux. Le Callovien supérieur et l'Oxfordien semblent manquer, mais il n'y a pas de discontinuité sédimentaire visible. Un *hard-ground* analogue à celui de Cuges peut ne pas être visible ou avoir été détruit par des phénomènes de dissolutions contemporaines de la diagenèse.

III - Coupe des Bonfillons

La succession a été étudiée au Sud et à l'Est (A-B-C) de la colline cotée 412,8 qui est située à environ 2 km à l'Est du hameau des Bonfillons (figure 40). La série marno-calcaire est très monotone, de teinte foncée (grise ou noire) et renferme toujours de nombreux *Cancellophycus* (figure 41) :

1 *Gros bancs de calcaire noir séparés par des schistes calcaires. Ils sont situés à environ 10 m au-dessus du Toarcien marneux décrit p.111.* Près d'Aix (Le Prignon), ce niveau est plus clair et renferme quelques Ammonites du Bajocien supérieur.

2 *Petits bancs de calcaires argileux noduleux séparés par des joints marneux.* Au Prignon, ces niveaux, séparés du Bajocien par un *hard-ground* et redressés à la verticale, affleurent au bord de la route et renferment *Lytoceras tripartitum* RASP., ainsi que *Parkinsonia parkinsoni* SOW., *Morphoceras polymorphum* d'ORB., *Oppelia fusca* QUENST. (A. Lanquine, 1929, p.287) qui indiquent le Bajocien terminal et le Bathonien inférieur.

3 *Bancs plus calcaires mais peu fossilifères.* Vers le haut, des couches plus dures et épaisses, séparées par des joints schisteux, forment un relief (cote 412,8). Ce sont des micrites ou des pelmicrites à tests fins, spicules, et rares Radiolaires. Le dernier banc, qui est légèrement argileux et de teinte grise, renferme des articles de Crinoïdes et des intraclastes. Il se termine par un *hard-ground* qui est fossilifère sur le versant nord de la cote 411,1, juste au bas de la pente.

La puissance totale des marno-calcaires (*1* à *3*) est d'environ 250 m. Au-dessus se développe une épaisse série marneuse qui a été levée au Sud-Est des Reynauds (C-D sur la figure 40). Elle est représentée sur la planche XXVI et a déjà été étudiée précédemment du point de vue sédimentologique (C. Tempier, 1964).

4 *Marnes schisteuses grises coupées de bancs plus calcaires.* Elles affleurent près de la route, au pont situé à l'Ouest de la cote 347,9 Au sommet s'intercale un mince lit détritique (LM 298) granoclassé dont la base ravine légèrement les marnes sous-jacentes. C'est une intrasparite renfermant quelques quartz automorphes (accroissements secondaires), des intraclastes, de rares oolites et des tests fins rangés parallèlement à la stratification. Les Foraminifères sont abondants et variés et peuvent se diviser en deux stocks : *Nodosariidae* et *Spirillina* sp. qui existent également dans les marnes ; Milioles petits arénacés et Trocholines qui paraissent allochtones. Le sommet du banc, qui a une épaisseur totale de 5 à 7 cm, est formé d'une intramicrite argileuse qui renferme les mêmes allochems mais avec un grain plus fin.

Ce lit singulier semble avoir pour origine un courant turbide qui aurait entraîné au centre du bassin des éléments provenant des faciès littoraux de la bordure.

base n'affleure pas. Le faciès est le même que dans la coupe de l'Aurélien, avec des joints à très nombreux *Cancellophycus*. Au sommet, quelques lentilles d'oomicrites annoncent les faciès qui se développent à peu de distance vers le Nord. Le Callovien est bien représenté par des marno-calcaires à grains de quartz, surmontés par un horizon calcaire. Plusieurs coupes partielles permettent de définir la succession représenté par la planche XXVII.

La partie inférieure a été levée à l'Ouest de la cote 452 (Est de la Pouresse, plan directeur Brignoles n°2), aux alentours du point de coordonnées x=886,050 y=145,600.

1 *Alternances de calcaires gris et de calcaires argileux noduleux de même teinte à nombreux Cancellophycus.* La puissance visible ne dépasse pas 50 m.

2 *Bancs plus compacts, encore un peu argileux.* Ils sont formés de pelmicrite à tests fins (LM 379), légèrement recristallisée, avec quelques Foraminifères : *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Verneuilinidae.*

3 *Deux bancs massifs (LM 376).* Ils sont formés d'intrasparite fine à rares petits quartz, intraclastes (micrite et cristaux de calcite), très rares débris de tests (fibreux et à texture noduleuse fibro-radiée), Foraminifères : *Acervulinidae* (sections multicellulaires), *Verneuilinidae*, petits arénacés, *Protopeneroplis* cf. *striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina* sp. Milioles. Ce faciès calcaire indique la proximité de la bordure septentrionale du bassin.

4 *Gros bancs, suivi de petits lits séparés par des joints plus marneux.* Ils sont formés d'oomicrite (LM 377) renfermant plus haut des intraclastes (LM 378). La microfaune est la même, avec en plus de gros *Spirillina* sp., des Trocholines, et *Kilianina* sp. (douteux). La genèse des oomicrites pose un problème, car les oolites se forment en milieu agité. Elles peuvent résulter de l'évolution diagénétique (micritisation) d'oosparites ; mais la présence dans le ciment de tests fins semble montrer que ce faciès résulte du mélange d'oolites remaniées, avec des biomicrites à tests fins autochtones.

5 *Marnes gréseuses, micacées, coupées de bancs de calcaires argileux, renfermant de très nombreux Cancellophycus.* Le microfaciès (bancs calcaires) montre des pelmicrites à petits quartz et tests fins. Les Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Verneuilinidae*) sont très rares dans les marnes.

6 *Bancs de pelmicrites grises ou beiges s'intercalant dans les marnes.* Les joints sont souvent fossilifères (au Sud-Est de la cote 425, dans le lit du ruisseau) avec *Choffatia leptus* GEMM. et *Oppelia* sp. (Callovien inférieur).

La partie supérieure de la succession a été levée au Nord-Est de la cote 425, autour du point de coordonnées x=885,550 y=146,100.

7 *Gros bancs de pelmicrite gris rosé, séparés par des joints plus marneux en plaquettes* (partie supérieure de la formation 7). Vers le haut les bancs sont plus épais et les joints deviennent très minces.

8 *Plaquettes, un peu plus argileuses renfermant des miches calcaires.* Elles sont toujours formées de pelmicrite à tests fins.

9 *Calcaires gris, plus massifs, à joints un peu marneux et en plaquettes.* Ils sont formés à la base par des pelmicrites (LM 372) à tests fins (droits et arqués), petits quartz et très rares *Spirillina* sp. ; et plus haut par des micrites à débris de tests fins, dépourvues de microfaune.

10 *Niveaux de nodules surmontés par un dernier banc de pelmicrite renfermant quelques chailles.* Les organismes sont uniquement constitués par des tests fins, rangés parallèlement à la stratification, des *Globochaetes*, des *Nodosaria* sp. et *Spirillina* sp. Les silicifications sont formées de calcédoine, évoluant localement en quartz secondaire. La surface supérieure du banc est couverte de *Cancellophycus*.

11 *Marnes grises un peu glauconieuses et renfermant des faunes de l'Oxfordien moyen.*

Cette coupe montre qu'au-dessus du Bathonien (formation 1 à 4) qui se termine par des

Figure 41 : Coupe du Jurassique moyen à l'Est des Bonfillons.

6 *Epaisse formation de marnes grises, très pyriteuses (145 m) pratiquement azoïques* (à l'exception de quelques tests de Posidonomyes). L'étude minéralogique (C. Tempier, 1964) montre que ces marnes (éch.407) ont la composition suivante : illite altérée 50 %, kaolinite 20 %, interstratifié illite-vermiculite 30 %. Le tiers supérieur de la formation renferme par places des fragments de bois incarbonisé qui sont le plus souvent épigénisés par de la pyrite ou du gypse. Malgré la présence de ces débris végétaux, la recherche de spores et de pollens n'a donné aucun résultat.

7 *Calcaires argileux gris à débit noduleux (20 m).* Ils forment la petite crête qui porte les châteaux des Lamberts, des Bourgarels et des Reynauds. Ce sont des micrites à petits tests fins qui ont fourni des faunes d'Ammonites du Callovien moyen (une meilleure précision exigerait une révision des déterminations).

8 *Passage progressif à des alternances de marnes gris jaunâtre et de calcaire argileux gris en petits bancs (25 m).* Ce niveau renferme des Ammonites ferrugineuses et une microfaune à *Spirophtalmidium* sp. ; il se termine par un banc de biomicrite à tests fins très abondants, au-dessus duquel les Posidonomyes disparaissent.

9 *Marnes gris bleu (30 m).* Elles renferment en abondance *Quenstedtoceras lamberti* SOW., ainsi qu'une microfaune assez riche : *Nodosariidae (Cristellaria* sp.,*Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. *Marginulina* sp.)*Textulariidae (Textularia* sp.), *Polymorphinidae (Ramulina ?* sp.), avec en plus *Spirillina* sp. et des débris de formes à tests porcelanés. Cette formation, qui ne peut être séparée des couches de même faciès de l'Oxfordien (10-11), est d'âge callovien supérieur (zone à Lamberti). Elle se distingue des marnes du Callovien inférieur par la présence constante de glauconie authigène (éch.273) épigénisant des Foraminifères et des spicules tetraxones.

Dans la coupe des Bonfillons, la série marno-calcaire du Bajocien-Bathonien présente les mêmes caractères que plus au Sud, mais avec des teintes plus foncées. Par contre le Bathonien supérieur et le Callovien, qui, aux environs de Marseille étaient très réduits et coupés par des lacunes, sont bien représentés par des faciès marneux. La succession stratigraphique, malheureusement pas fossilifère à tous les niveaux, est puissante (350 m) et paraît complète. L'épaisseur totale du Jurassique moyen atteint ici 600 m.

IV - Coupe des plateaux d'Agnie

Un bombement anticlinal situé à l'Ouest de Brue-Auriac, localité située entre Barjols et St-Maximin, montre en son centre (vallon des Vaux), la série marno-calcaire dont la

VI - Coupe de la Lare

Dans le massif de la Ste-Baume, le Jurassique moyen de la série autochtone est visible dans une boutonnière anticlinale découverte par G. Guieu (1966) au Sud-Ouest de St-Zacharie, dans le grand vallon qui s'ouvre au Nord du sommet 843,5 (plan directeur Aubagne n°4). La charnière, qui affleure dans la pente sous la cote 583,3, montre les horizons supérieurs du Bathonien et le Callovien. Une coupe partielle a pu être levée aux alentours du point de coordonnées x=871,490 y=122,780, où ont été également récoltés de nombreux fossiles (fig.42).

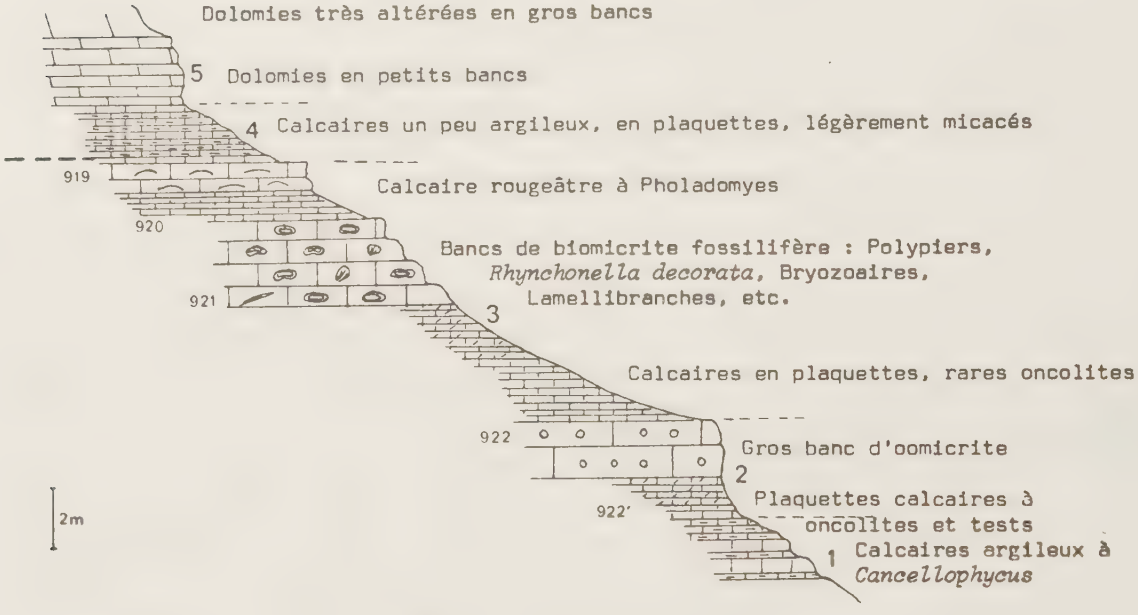


Figure 42 : Coupe synthétique du Bathonien dans la charnière anticlinale de la Lare.

1 *Calcaires en plaquettes un peu argileux à rares Cancellophycus, marquant le sommet de la série marno-calcaire.*

2 *Bancs calcaires, se débitant souvent en plaquettes.* Ils sont formés de biomicrite recristallisée à tests fibreux, débris calciteux, avec quelques oncolites (Cyanophycées encroûtant des débris) et de rares Foraminifères. Au sommet un banc d'oomicrite (LM 922) renferme de grosses oolites "micritisées" à nombreuses couches et des débris d'Ophiures.

3 *Plaquettes de pelmicrite (4 m).* Elles renferment des oncolites, des gros tests fibreux, des fragments de Polypiers et de rares *Pseudocyclamina* sp. Elles sont surmontées par un banc de biomicrite fossilifère (*Rhynchonella decorata* SCHLOTH., Polypiers isolés, Bryozoaires, Lamellibranches). On observe en lame mince des oncolites, des fragments de Polypiers et de Stromatopores, des tests fibreux et recristallisés et des oolites. La microfaune est assez variée : *Pseudocyclamina* sp., *Quinqueloculina* sp., *Spiroptalminidium* sp., associés à des petits arénacés (LM 920). La puissance de ce niveau, qui affleure sur une crête, ne dépasse pas 1 m.

4 *Marno-calcaires en plaquettes, légèrement micacés, coupés de bancs de pelmicrite rougeâtre (5 m).* Ils renferment des empreintes de Pholadomyes. Ce niveau est le plus souvent masqué par les éboulis ou la végétation.

5 *Les dolomies* sont d'abord bien stratifiées et de teinte rougeâtre, puis deviennent plus massives ; elles sont très altérées.

faciès calcaires marquant l'approche de la bordure du bassin, le Callovien est bien développé et présente deux formations. A la base (*5-6*), les marno-calcaires détritiques se rapportent à la partie inférieure de l'étage (zone à Macrocephalus) ; au sommet (*7-9*) des calcaires gris, parfois noduleux, correspondant aux formations fossilifères supérieures de l'Aurélien, supportent directement l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium). La lacune affecte le Callovien supérieur (zones à Athleta et Lamberti) et l'Oxfordien inférieur (zones à Mariae et Cordatum).

V - Coupe de Tourves

Une succession qui présente des caractères très semblables a été levée dans la vallée du Caramy, au Sud du village de Tourves, le long du chemin qui longe la rivière, entre la cote 274,5 qui est située sur les marno-calcaires bathoniens et le pont coté 277,9. Le lever détaillé n'a été effectué que pour la partie supérieure (planche XXVIII).

1 *Marno-calcaires à Cancellophycus*. La base très disloquée au contact du Trias, affleure le long du chemin, au-delà du Moulin de Caramy. La partie supérieure est plus dure et montre de gros bancs de pelmicrite, séparés par des lits de plaquettes.

2 *Banc (LM 144) d'oosparite fine renfermant une microfaune peu abondante : Verneuilinidae*, petits arénacés, *Lituolidae, Nautiloculina* sp. Ce faciès annonce les calcaires de la bordure du bassin, comme dans la coupe d'Agnie. La formation se termine par un banc de pelsparite (LM 140), à débris d'algues calcaires et très rares oolites, couronné par un *hard-ground*.

3 *Bancs calcaréo-marneux gris caractérisés par l'abondance des paillettes de muscovite*. Ils sont formés par des pelmicrites (LM 142), où le quartz est abondant (jusqu'à 5 %), et qui renferment aussi des tests fins et des *Glomospira* sp. assez fréquents.

4 *Banc assez massif de même faciès*. Il supporte la ruine de La Requette (tranchée du chemin). Des passées riches en tests sont localement recristallisées et forment des nodules allongés. La microfaune est abondante *(Verneuilinidae*,Milioles).

5 *Gros bancs de biopelsparite à grains de quartz*. Ils affleurent au-delà d'une zone de cultures et sont coupés par deux petites failles. Ils renferment (LM 137) des tests fins et fibreux, des articles de Crinoïdes et des débris d'Ophiures. La microfaune est banale (petits arénacés, Milioles, *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Ammobaculites* sp.) et sans valeur stratigraphique.

6 *Gros bancs de pelmicrite ou de micrite de teinte claire*. Ils ne renferment pratiquement plus de quartz ni de débris organiques (à l'exception de quelques tests fins) ; mais on n'observe pas de discontinuité sédimentaire, au contact des calcaires détritiques sous-jacents (*5*).

Dans cette coupe, *1* et *2* se rattachent au Bathonien supérieur qui montre quelques passées oolitiques annonçant les faciès de bordure. Au-dessus du *hard-ground*, *3* et *4* représentent le Callovien inférieur (analogie de faciès avec l'Aurélien et la coupe d'Agnie). Mais plus haut il est très difficile de tracer une limite entre les calcaires calloviens et les bancs kimmeridgiens de même faciès en l'absence de fossiles ou de discontinuité sédimentaire.

Plus à l'Est, entre Brignoles et Bras, au bord du GC 53, on observe, dans le virage coté 346, de gros bancs de pelmicrite claire qui ont été attribués au Bathonien supérieur sur la feuille de Draguignan 1/80.000. En fait ce faciès rappelle la formation supérieure de la coupe de Tourves et peut représenter le Callovien ou le Kimmeridgien. Des lentilles de même faciès existent dans les dolomies sous le Crétacé du synclinal du Val (carottes de sondages trouvées dans les champs à environ 800 m à l'Ouest du village et portant la cote -460 m).

La vallée du Gapeau se prête bien à un travail détaillé, car le Jurassique moyen y forme les cuestas très régulières de St-Hubert (à l'Ouest de Solliès-Toucas), des Barres de Cuers et du plateau de Puméningond qui sont relayées à l'Est par les reliefs de Thèmes et de St-Quinis, Ce dernier dominant Besse-sur-Issole. Un deuxième secteur a été examiné ; il est situé plus à l'Ouest, sur le flanc septentrional du synclinal de Bandol où les couches du Jurassique moyen affleurent de façon continue sur la côte, entre La Madrague des Lecques et Bandol. Enfin, une coupe de comparaison a été levée à l'extrémité orientale des affleurements jurassiques, au Sud de l'abbaye du Thoronet, Nord-Est de Cabasse.

I - Vallée du Gapeau

1°) COUPE DE ST-HUBERT.

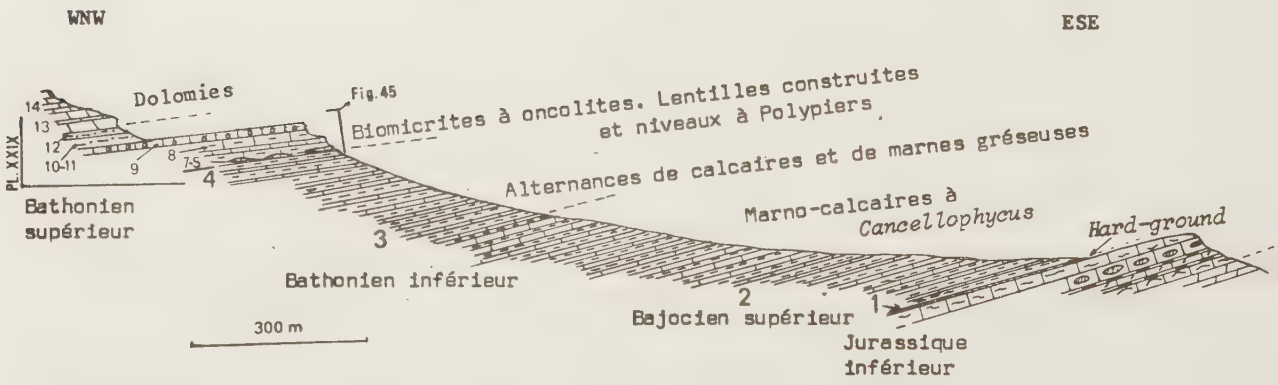


Figure 43 : Coupe du Jurassique entre Solliès-Toucas et St-Hubert

Les pentes qui dominent Solliès-Toucas montrent, au-dessus des falaises rousses formées par le Jurassique inférieur, un grand talus de teinte blanchâtre occupé par d'anciennes cultures masquant la série à *Cancellophycus* dont la puissance atteint 250 m (coupe de la figure 43). Au sommet, les calcaires bathoniens forment une succession de petites falaises (cotes 435,9, 468,9, 457,2). Ils sont surmontés par des couches plus tendres qui donnent un petit talus à la base des masses dolomitiques ruiniformes portant les ruines du couvent de St-Hubert (cote 531,1). Cet ensemble est représenté sur la carte de la figure 44. La partie inférieure de la succession peut être examinée en bordure (1) de la route des Morières (ouverte depuis peu de temps, elle ne figure pas sur les cartes), qui entaille en plusieurs points la série marno-calcaire. La partie supérieure affleure bien sous la cote 468 (2) ; enfin les niveaux terminaux qui sont souvent masqués par la végétation sont visibles partiellement en (3) et (4). Seules les formations calcaires ont été étudiées de façon approfondie ; la succession est donnée par la figure 43, elle est détaillée par la figure 45 et la planche XXIX.

1 *Bancs de biopelmicrites grises ou rousses, glauconieuses et phosphatées.* Ils montrent une succession de *hard-grounds* fossilifères (Les Senès de Valaury), longuement étudiés par A. Lanquine. Les Ammonites se rapportent aux zones à Sowerbyi et à Sauzei du Bajocien inférieur.

Cette coupe montre, au sommet du Bathonien, quelques bancs *(1-3)* à faciès calcaire littoral (Polypiers, Bryozoaires, oncolites) surmontés par des marno-calcaires (*4*) et des dolomies *(5)* attribuables au Callovien. Comme à Tourves, aucune limite précise ne peut être tracée entre ce dernier étage et le Jurassique supérieur dolomitique.

VII - Conclusion

Le Jurassique moyen du bassin provençal comprend trois formations bien caractérisées (planches LXI à LXIV).

a) A la base, quelques bancs de biomicrite ferrugineuse (2 m), avec grains de glauconie et de phosphates, représentent les deux zones inférieures du Bajocien. Le microfaciès est peu différent de celui de l'Aalénien. Les spicules sont abondants. Ce niveau se termine par une surface ferrugineuse à Ammonites et grands Lamellibranches costulés (*Ctenostreon pectiniforme* SCHLOTH.). Il peut manquer dans certains secteurs, le *hard-ground* étant alors situé sur le dernier banc des calcaires clairs aaléniens. A Ste-Victoire, cet horizon est inconnu (passage latéral à un faciès marno-calcaire azoïque ?).

b) La grande masse du Jurassique moyen est formé par une série rythmique (150 à 400m) où alternent des bancs calcaires et marneux à *Cancellophycus*. La composition des bancs "marneux" est d'ailleurs le plus souvent très calcaire, dépassant 60 % de CO^3Ca. Les fossiles sont rares, sauf vers la base où le Bajocien supérieur est assez bien caractérisé. Plus haut la partie moyenne du Bathonien plus calcaire contient souvent *Entolium valauryense* LANQUINE. Des marnes existent au Bathonien supérieur à l'Est d'Aix.

c) Au sommet s'individualisent des faciès variés à faunes du Callovien inférieur et moyen (planche LXIV). Ce sont des calcaires, parfois noduleux (20-30 m), dans la série allochtone de la Ste-Baume, des marno-calcaires gris (20-30 m) avec passées glauconieuses aux environs de Marseille, une puissante formation marneuse (350 m) dans l'anticlinal de Ste-Victoire où la série est complète jusqu'au sommet du Callovien (zone à Lamberti comprise).

Vers l'Est, la base du Callovien (zone à Macrocephalus) est marquée par un horizon détritique micacé. Au-dessus des calcaires azoïques, sauf dans l'Aurélien, représentent la partie moyenne de l'étage.

Une lacune affecte presque partout la partie supérieure du Callovien et une grande partie de l'Oxfordien. Elle est marquée le plus souvent par des *hard-grounds*, sauf à l'Aurélien et aux environs de Marseille où il est très difficile de placer la limite entre les calcaires calloviens et les couches kimmeridgiennes de même faciès.

En plusieurs points se développent, à la partie supérieure du Bathonien, des intercalations de calcaires coralligènes ou oolitiques qui annoncent les faciès de la bordure du bassin que nous allons maintenant étudier.

B - BORDURE MERIDIONALE DU BASSIN PROVENCAL

La bordure méridionale du bassin provençal est caractérisée par le développement au Bathonien et au Callovien de faciès calcaires littoraux très complexes et présentant des variations latérales et verticales très rapides. Aussi au lieu d'entreprendre une étude systématique de toute la région, il est préférable d'examiner de façon approfondie quelques secteurs caractéristiques.

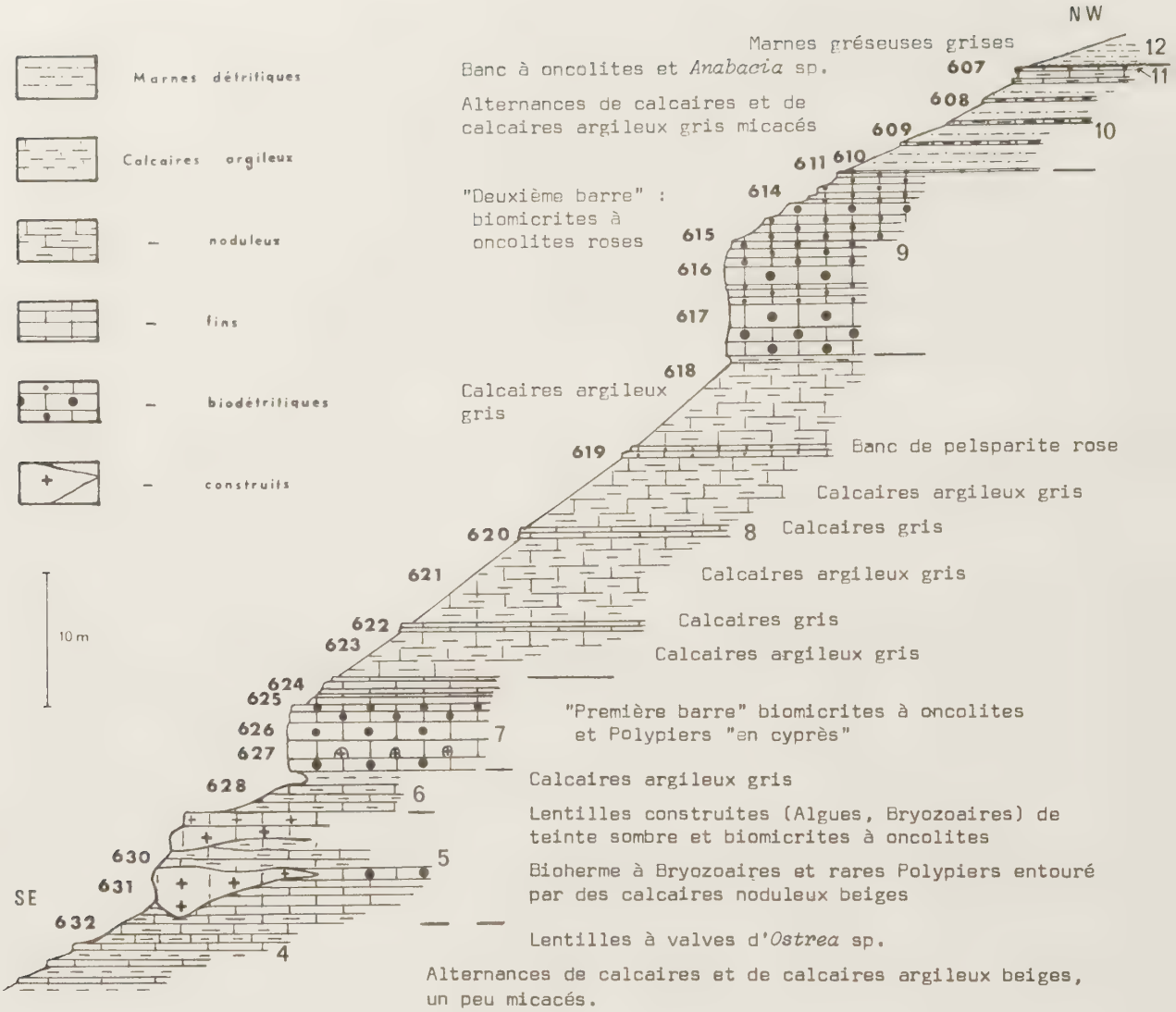


Figure 45 : Coupe du Bathonien supérieur calcaire de St-Hubert.

massives, de petite taille (20-30 cm) "en cyprès", dont les individus sont très fins (2 à 3 mm). Au-dessus, quelques petits bancs irréguliers sont formés par le faciès construit 630 examiné plus haut.

6 *Petits bancs, formant une vire.* Ils sont constitués de pelmicrite dolomitique, avec lits marneux au sommet.

7 *Pelmicrites à Polypiers.* Elles forment la première falaise notée sur le plan directeur au 1/20.000 (Cuers n°5) vers la cote 410 et comporte à la partie inférieure un niveau à petites colonies de Polypiers en place (627) cimentés par des pelmicrites, où apparaissent des oncolites (Cyanophycées) et des Trocholines. Un deuxième niveau de Polypiers est presque entièrement détruit par les phénomènes de dissolution au niveau des joints. Ces Polypiers sont cimentés par des biopelsparites (LM 625) à oncolites, intraclastes, fragments de tests de Lamellibranches et d'Echinides. Au sommet, des biomicrites renferment les mêmes allochems (LM 624).

8 *Calcaires noduleux un peu argileux (micrites à tests fins) coupés par quelques bancs plus durs.* Ces derniers sont formés de micrites à tests fins et *Globochaetes* sp. (622) ou de

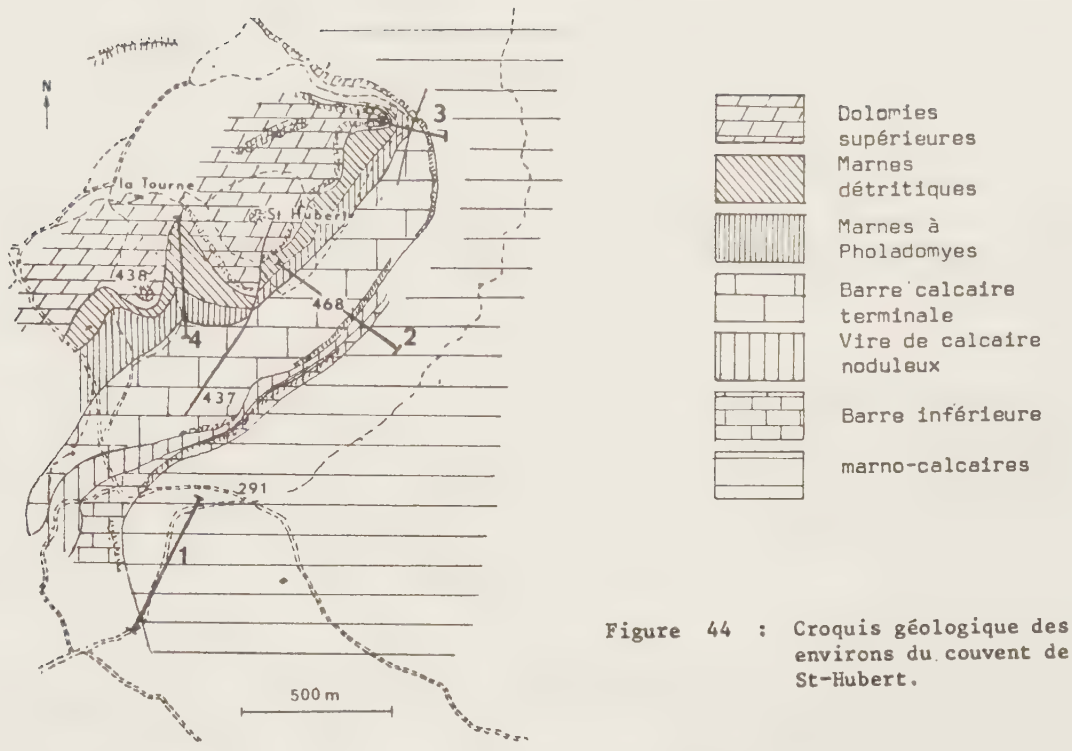


Figure 44 : Croquis géologique des environs du couvent de St-Hubert.

2 *Partie inférieure des marno-calcaires à Cancellophycus.* Ces couches assez marneuses, affleurent de façon discontinue au bord de la route et présente les mêmes caractères que dans la région de la Ste-Baume, mais avec des teintes plus claires.

3 *Alternances de pelmicrites argileuses en gros bancs et de marnes grises ou jaunes.* Elles ont été observées au bord de la route, entre le point coté 291,5 et le col 322,2 (fig. 44, coupe 1). A la base certains niveaux (LM 711) sont riches en quartz et muscovite (sable 15 %, argile 11 %) et renferment de rares *Spirillina* sp. ; ils sont séparés par des marnes également gréseuses (les lavages ne permettent de mettre en évidence que des grains de quartz et des paillettes de muscovite). Plus haut, les bancs calcaires sont formés de pelmicrites (LM 707) à tests fins, droits ou incurvés, et rares Foraminifères (*Cristellaria* sp., encroûtements de *Nubecularia*). Au sommet, près du col, des marnes jaunes sont en contact par faille avec la première couche calcaire.

La suite de la coupe a été levée sur l'itinéraire (2), en direction de la cote 468 (figure 45 et planche XXIX).

4 *Gros bancs de pelmicrite surmontés par des calcaires argileux jaunes renfermant de très nombreuses valves de petites Ostrea* sp. et d'*Alectryonia* sp. *associées à des Dentales.* Ces biopelmicrites (LM 632) renferment des tests fibreux, des débris de Bryozoaires et de Polypiers, quelques petits oncolites et des Foraminifères.

5a *Petits biohermes* (le détail sera donné plus loin). Ils sont formés surtout de Bryozoaires associés à des petites colonies de Polypiers. Latéralement ces biolithites passent à des petits bancs de pelmicrites brunes ou jaunâtres.

5b *Très petits bancs irréguliers.* Ils sont formés de calcaires de teintes variées (beige rosé à brune ou noire, à structure concrétionnée (LM 630). Ce sont des biolithites à Bryozoaires et Scaphopodes, cimentés par des micrites "tachetées" concrétions algales ?). On observe également des fragments de tests des Foraminifères, petites formes, (arénacés, *Nodosaria* sp. *Cristellaria* sp., encroûtements de *Nubecularia).*

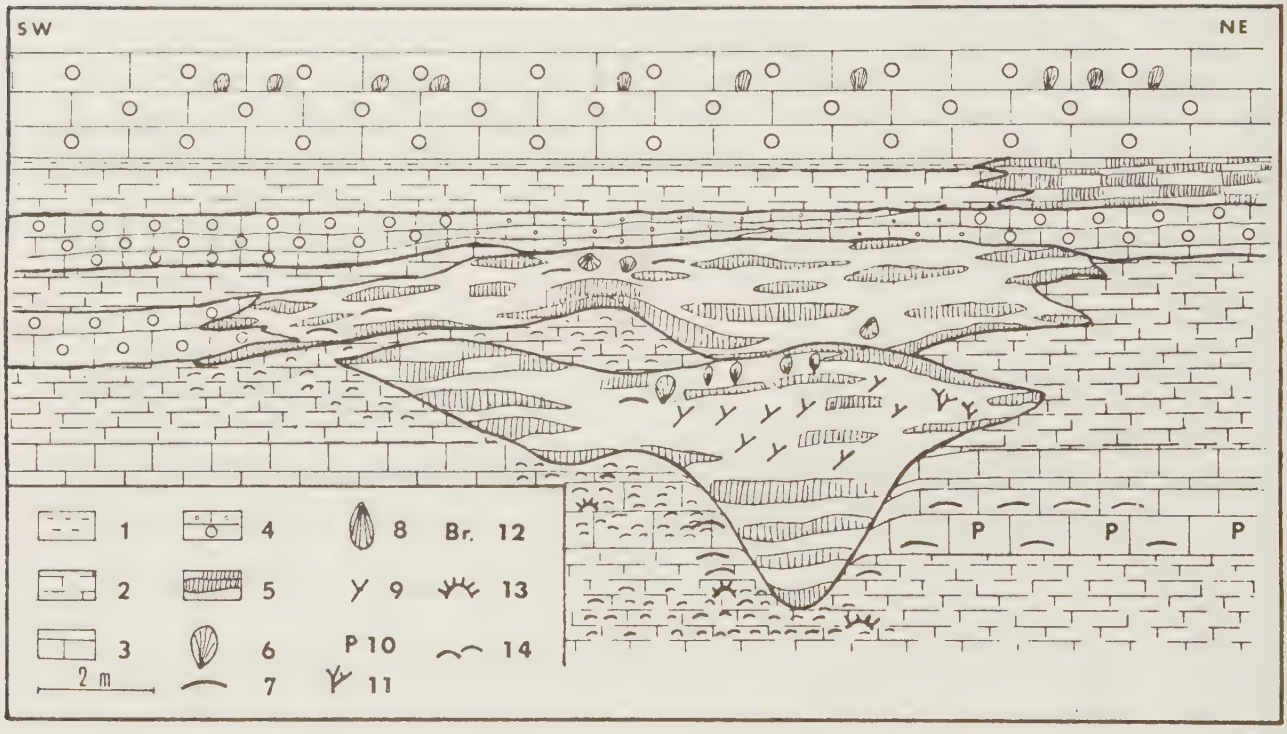
5c *Deuxième lentille massive (1,50 m).* Elle montre les mêmes organismes cimentant des petites colonies remaniées (renversées ou basculées) de Polypiers. Ce sont en général des formes

qui est calcaire plus au Nord.

Cette coupe du Bathonien de St-Hubert permet d'étudier dans de bonnes conditions les biomicrites à grosses oncolites de Cyanophycées, très caractéristiques des niveaux terminaux de l'étage ainsi que les faciès construits dont l'originalité justifie un examen particulier.

2°) LES BIOLITHITES A BRYOZOAIRES ET POLYPIERS DE LA FORMATION 5 DE ST-HUBERT.

Les calcaires construits (5) évoluent très rapidement de part et d'autre de la ligne de coupe. La lentille inférieure n'a qu'une vingtaine de mètres d'extension ; elle est remplacée vers le Sud-Ouest par d'autres bancs calcaires, mais vers le Nord-Est le faciès calcaréo-noduleux monte jusqu'au contact de 5b qui s'effile quelques 150 m plus loin.



1 Marnes
2 Calcaires noduleux
3 Pelmicrites
4 Biomicrites à oncolites
5 Bryozoaires
6 Polypiers "en place"
7 *Trichites*
8 Polypiers remaniés
9 Bryozoaires branchus en Y
10 Pholadomyes
11 Petits Polypiers branchus
12 Brachiopodes
13 Echinides
14 Huîtres.

Figure 46 : Détail d'un bioherme du niveau *5*.

a) La lentille de base (figure 46) a la forme d'un cône dont la pointe est dirigée vers le bas. Elle est surtout formée de Bryozoaires stratiformes, localement associées à des individus branchus ou en Y. Les Polypiers (colonies de petite taille en "cyprès") ont un rôle mineur. Ils sont "en place" à la partie supérieure de la lentille. L'ensemble est cimenté par des micrites concrétionnées, imprégnées de matières organiques semblant d'origine algale.

pelsparites gréseuses à débris d'entroques et Foraminifères (619). Le matériel terrigène est également abondant au sommet, dans des micrites à grains de quartz et tests fins (LM 618). L'ensemble forme une large vire en pente douce (cotes 410 à 450).

9 *Biomicrites à oncolites de Cyanophycées formant la barre principale, haute d'une dizaine de mètres (cote 468).* A la base (LM 617), les allochems sont très gros et on observe de véritables oncoïdes où les *Nubecularia* sont associées aux Algues, des Codiacées, des fragments de tests et des Foraminifères : *Lituolidae, Nautiloculina* sp., *Cristellaria* sp., Milioles. Il n'y a plus de Polypiers coloniaux en place, mais seulement des fragments remaniés. Le même faciès se poursuit dans les gros bancs sus-jacents (LM 616) qui renferment des formes isolées (*Annabacia* sp.).
La barre est couronnée par des petits bancs de biosparite (LM 614) et de biomicrite (LM 613), à petits oncolites imprégnés de limonite, qui donnent à la roche une teinte rousse. Il faut souligner, dans la partie supérieure de cette formation *9*, la rareté du matériel terrigène et l'abondance des Trocholines. Ces dernières présentent des formes variées : variétés courtes de petites tailles et longues à nombreux tours.

Le reste de la coupe affleurant mal à l'Ouest de la cote 468, la suite en a été levée plus au Nord (figure 44), sur l'itinéraire 3 situé sur une crête peu accentuée aboutissant à un éperon dolomitique. Une petite faille recoupe les calcaires *9* qui se terminent par les biomicrites à oncolites rousses qui renferment ici des débris de Bryozoaires et de grosses *Spirillina* sp. globuleuses (LM.611).

10 *Marnes gréseuses grises, micacées, coupées de bancs calcaires.* Ces derniers sont formés de pelmicrite grise à tests fins (610') ou de pelsparite à débris de tests, entroques et spicules (LM 608). Sur l'itinéraire (4), cette formation renferme de nombreux moules de grosses *Pholadomya murchisoni* SOW. ainsi que d'autres Lamellibranches indiquant un milieu très littoral.

11 *Banc dur peu épais (0,30 m).* Il est terminé par un *hard-ground* et renferme de nombreux fossiles dont le test est souvent épigénisé par de la limonite : *Anabacia* sp., petites colonies de Polypiers, Bryozoaires, Lamellibranches, etc... Ces fossiles sont particulièrement abondants en(4) sur le sentier, ainsi que légèrement plus à l'Est. La roche est formée de biomicrites (LM 607) à oncolites de Cyanophycées et de *Symploca jurassica* DANGEARD. Ces derniers montrent toutes les particularités décrites par L. Dangeard (1935) dans le Bathonien de Normandie. La microfaune et les allochems sont les mêmes que dans le niveau 9 (notamment les Trocholines).

12 *Marnes très détritiques grises, dépourvues de fossiles, formant un petit talus.*

13 *Bancs dolomitiques jaunes ou roux, noduleux, montrant de nombreuses traces de terriers.* Ils sont gréseux (quartz, tourmaline, muscovite, hornblende en grains de très petite taille) et renferment un peu de glauconie altérée (LM 604).

14 *Gros bancs formant corniches, formés de dolomie grise ou rougeâtre largement cristallisée, à nombreux terriers.* Ils renferment encore un peu de quartz. Les bancs deviennent ensuite très massifs et ne montrent plus de traces d'organismes.

Du point de vue stratigraphique, au-dessus du Bajocien daté à la base de la série marno-calcaire (*1-2*), l'ensemble (*3-11*) peut être attribué au Bathonien jusqu'au banc *11* inclus. Les faunes de Lamellibranches ne donnent que peu d'indications, mais A. Lanquine (1929, p.234) cite *Grossouvreia aurigerus* OPP., *Morphoceras polymorphum* d'ORB., *Clydoniceras discus* SOW., *Strenoceras subcontrarium* BEHRENDS, qui indiquent, avec toutes réserves en ce qui concerne les déterminations, que la totalité du Bathonien serait représentée.

La formation supérieure marno-gréseuse (*12-13*), caractérisée par l'abondance du quartz et de la muscovite et dont l'existence est mise en doute par A. Lanquine, peut être attribuée au Callovien inférieur par comparaison avec les coupes des séries fossilifères de l'Aurélien et d'Agnie. Plusieurs arguments permettent de penser que le matériel terrigène vient du Sud comme le montre la proportion croissante de quartz depuis Ste-Victoire jusqu'au Gapeau. Les dolomies sus-jacentes *14* peuvent se rattacher en partie au Callovien supérieur

II - Massif des barres de Cuers

Ce petit massif montagneux, situé à l'Est de Méounes et formé par des assises jurassiques tabulaires, permet un examen détaillé des faciès et des variations latérales du Jurassique moyen calcaire. Nous décrirons plusieurs coupes levées dans les falaises des barres de Cuers et leur raccord possible avec les affleurements des plateaux de la Verrerie et de Puméningond dont la planche XXX donne une carte simplifiée.

La partie occidentale du massif montre des successions qui ressemblent beaucoup à celle observée de l'autre côté de la vallée du Gapeau, à St-Hubert. Par contre vers l'Est, de nouveaux lithotopes (calcaires oolitiques) apparaissent et ont été étudiés à l'aide d'une coupe levée au Nord du Pilon St-Clément.

1°) COUPE DE LA SOURCE DE FOGELLI.

Cette coupe (planche XXXI), qui ne montre qu'une partie du Bathonien supérieur calcaire, a été levée dans les pentes coupées de petites falaises qui dominent la source de Fogelli (vallon de Pachoquin), au point de coordonnées x=896,70 y=113,860 (plan directeur Cuers n°7 et planche XXX).

1 *Marno-calcaires à Cancellophycus forment les premières pentes.* **Le sommet, très calcaire, présente un débit en plaquettes ; localement s'intercalent des bancs plus épais formés de pelmicrite à rares tests fins.**

2 *Niveaux marneux ou noduleux, jaunâtres.*

3 *Biomicrites et pelmicrites formant la première petite falaise.* **A la base, ce sont des pelmicrites à très rares grains de quartz (avec accroissements secondaires), débris de tests fibreux et rares Foraminifères (Trocholines, *Spirillina* sp.). Au-dessus (LM 660) prédominent les biopelmicrites à oncolites, pellets, débris de tests. Au sommet, le ciment est légèrement recristallisé ; un essai de mesure de la proportion des allochems a donné les résultats suivants (LM 661') : quartz 4 %, débris calcaires divers (dont petits débris de tests) 26 %, tests fins 30 %, tests fibreux 1,4 %, Foraminifères 1,5 %.**

4 *Passée de calcaires noduleux beiges surmontée par un banc de pelmicrite à débris de tests et oncolites.*

5 *Calcaires un peu argileux, noduleux ou en plaquettes, épais d'une vingtaine de mètres* **(pente moins accentuée).**

6 *Dolomies grises en gros bancs montrant localement des fantômes d'allochems* **(falaise supérieure). Le sommet est marqué par un *hard-ground*.**

7 *Marnes gréseuses dolomitiques, surmontées par des gros bancs de dolomies grises* **(colline de Cascaillon).**

Cette coupe ne comporte qu'une partie de la succession du Bathonien supérieur. Une corrélation sommaire avec la coupe de St-Hubert montre que la barre dolomitique *6* correspond aux calcaires *9* de St-Hubert (planche XXX), la première falaise *3* au banc *7*. Il faut noter l'absence des faciès construits, et la réduction des épaisseurs entre les deux bancs calcaires.

2°) COUPE DU PAS DE BEL-AIR.

Cette coupe (planche XXXII) a été levée à l'Ouest du Pas de Bel Air, sous la cote 511,0, au Sud du point de coordonnées x=897,240 y=113,140, en un endroit où l'on observe

Il constitue un petit bioherme.

Les couches encaissantes sont constituées par des calcaires noduleux alternant avec des pelmicrites à Pholadomyes et *Trichites* sp. (forme à test prismatique très épais). Au voisinage de la lentille les bancs montrent nettement une flexion due au poids de la masse construite sur les sédiments sous-jacents , ainsi qu'une importante modification du contenu biologique : aux *Trichites* sont associées de très nombreuses valves de petites Huîtres (*Ostrea* cf. *sandalina* GOLDF. très abondantes, *Alectryonia costata* SOW. rares) ainsi que des Echinides.

La formation du bioherme semble avoir commencé par l'installation d'un peuplement d'Huîtres qui ont formé un substratum résistant sur lequel se sont fixés les Bryozoaires et les concrétionnements algaux ; les Polypiers coloniaux se sont fixés sur la surface supérieure de l'ensemble construit, mais n'ont joué aucun rôle dans son édification.

b) La lentille supérieure est mince et beaucoup plus irrégulière. Elle montre la même succession, sauf là où elle repose directement sur la lentille inférieure. Mais les colonies de Polypiers sont le plus souvent basculées et très dispersées ; il en est de même pour les valves de *Trichites*. Cette couche passe au Sud-Ouest à des biomicrites à oncolites et se termine rapidement vers le Nord-Est.

c) A environ 150 m au Nord-Est un niveau de biomicrite à oncolites peu épais (2 m) passe latéralement à des biolithites concrétionnées de teinte brune ou noire, qui s'effilent rapidement, formant une traînée de "boules" décimétriques (oncoïdes) éparpillées dans les calcaires noduleux beiges (fig.47).

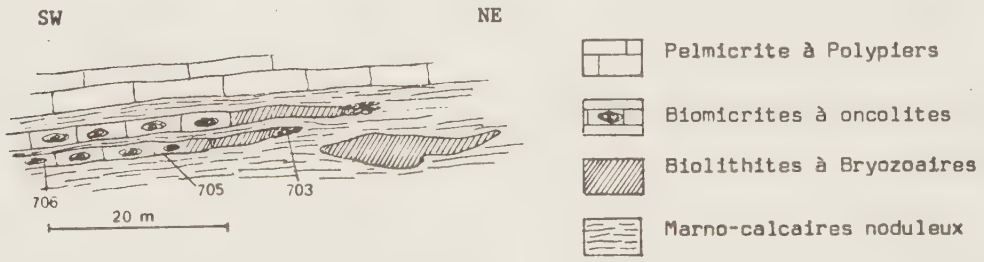


Figure 47 : Terminaison des lentilles de calcaires à oncolites par l'intermédiaire de biolithites à Bryozoaires.

Ces observations montrent que la sédimentation calcaire zoogène débute par l'installation de biotopes à Huîtres, sur lesquels s'installent les biohermes à Bryozoaires et Algues. Au voisinage se développent les oncolites de Cyanophycées. Chaque lentille débute donc à la base et au Nord par les biolithites, puis s'épaissit rapidement vers le Sud avec les biomicrites. Le phénomène est également observable à une échelle kilométrique : la barre inférieure (7) s'effile au Nord de St-Hubert et disparaît. Au-delà, à l'Ouest de Belgentier, les calcaires bathoniens sont très minces.

On notera que ces calcaires construits se sont formés en milieu calme puisqu'ils ne montrent aucune trace de remaniement. L'aspect bréchoïde de l'extrémité des lentilles résulte du développement anarchique des oncoïdes dans les boues calcaires, et les rares colonies de Polypiers remaniées sont en général seulement basculées, probablement sous le simple effet de leur poids. Ces faciès, où les biohermes ne dépassent pas quelques mètres et sont principalement constitués d'Algues et de Bryozoaires, *ne peuvent donc être qualifiés de récifaux.*

544,2 montre plusieurs faits intéressants (figure 48) :

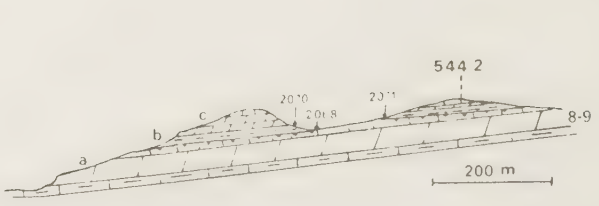


Figure 48 : Coupe du défilé de Truébis.

a) La formation calcaire 8-9 est presque entièrement dolomitisée dans le défilé de Truébis. Les bancs terminaux sont formés de biopelmicrite dont les allochems sont imprégnés de limonite (LM 2068 et 2071) : petits quartz assez fréquents, très rares grains de glauconie, débris de tests, Scaphopodes, Polypiers (*Anabacia* sp.) oncolites limonitisés et Trocholines. Le sommet est marqué par un *hard-ground* très net (au Sud de la cote 542,2, le long du sentier qui va de la Fontaine d'Argile à St-Guillaume). Ce *hard-ground* rappelle le banc *11* de la coupe de St-Hubert.

b) Les marnes gréseuses 11 sont bien visibles et renferment fréquemment des boules de calcite cristallisée. En lame mince (2070) le ciment calcaréo-argileux est envahi par des petits rhomboèdres de dolomie ; les éléments sont petits (30-60μ) : quartz, muscovite et pellets. Plus à l'Est, ce niveau est localement dolomitisé et devient très difficile à distinguer des couches sus-jacentes (environs de la cote 584,8, dépression de Puméningond où les calcaires *10* sont également dolomitiques). Mais le microfaciès reste le même (LM 2070') : le ciment est alors entièrement remplacé par une dolomie finement cristalline.

c) Les bancs supérieurs sont formés de dolomies largement cristallisées de teinte grise, dont les rhomboèdres montrent souvent des zones d'accroissement noires, riches en matière organique. A la base, des niveaux noduleux renferment encore du quartz et de la muscovite. Toutefois, les dolomies renferment une lentille calcaire qui forme la butte témoin cotée 544.

A la base, des bancs bruns, dolomitiques, très micacés, surmontent les marnes gréseuses.

Les calcaires débutent par des intrasparites dolomitiques (LM 669) à gros grains de quartz, muscovite, gros intraclastes, débris de Crinoïdes et de tests fibreux, rares Foraminifères indéterminables. Plus haut (LM 669'), les intraclastes sont plus variés (micrite, biomicrite, oomicrite, intrasparite) ; la roche prend un aspect microbréchique et renferme des débris de Bryozoaires et de Polypiers, ainsi que des Trocholines. A une dizaine de mètres au Sud-Ouest du point coté 544,2, des biopelmicrites dolomitiques à oncolites et tests ont livré quelques fossiles en mauvais état (*Rynchonella* sp., *Terebratula* sp.) qui ne donnent pas de renseignements stratigraphiques.

Les niveaux *11* et *12* de la coupe du pas de Bel Air étant particulièrement riches en matériel terrigène (silt), une séparation des minéraux lourds a été effectuée. Les grains obtenus sont malheureusement très petits (diamètre inférieur à 50μ), rares et mélangés à des petits cristaux de pyrite authigène. Un comptage effectué sur 1000 grains a donné les résultats sui-

plusieurs falaises successives, dont la plus élevée atteint 25 m (situation sur la planche XXX).

1 *Couches noduleuses beiges, le plus souvent couvertes d'éboulis.* Elles forment le sommet des marno-calcaires à *Cancellophycus*.

2 *Formation calcaire dure lenticulaire.* Elle passe vers le Nord-Ouest aux calcaires noduleux, tandis que vers le Sud-Est se développent des biomicrites et des faciès construits (oncoïdes). Très localement, on observe sur des distances de quelques mètres, des biomicrites et biolithites un peu silicifiées, à Spongiaires (LM 717). Ce faciès renferme en outre des fragments de Bryozoaires et de Polypiers, des oncolites et des Foraminifères, parmi lesquels quelques *Nubecularia* encroûtants.

3 *Première passée de biolithite* (calcaires concrétionnés bruns ou noirs). Elle présente le même faciès que dans le niveau 5 de St-Hubert.

4 *Horizon calcaire noduleux formant une excavation à la base de la deuxième falaise.* Puis gros bancs de biosparudites à gros fragments de Polypiers et de Bryozoaires (quelques petites colonies en place au sommet), fragments de tests (fibreux), oncolites et Foraminifères, parmi lesquels des Trocholines.

5 *Deuxième niveau de calcaire noduleux surmonté par des bancs construits.* Ces derniers débutent par des oncoïdes isolés dans les micrites. Le faciès est toujours très semblable, mais montre des spicules en Y et des *Nubecularia* dans une roche constituée par des Bryozoaires et de rares Polypiers, cimentés par des micrites concrétionnées.

6 *Pelmicrites à rares débris de Crinoïdes, avec des petites colonies souvent stratiformes de Polypiers.*

7 *Importante intercalation calcaréo-noduleuse correspondant au banc 5 de Fogelli.* Elle est en grande partie masquée par les éboulis.

8 *Intrasparudites dolomitiques de teinte grise.* Elles renferment, en plus des intraclastes variés (micrite, biomicrite, oomicrite) et des allochems habituels, une microfaune assez riche : Trocholines (formes courtes) et *Meyendorffina* cf. *bathonica* AUROUZE et BIZON (LM 721). Plus haut, les allochems sont variés et on passe à des biosparites à oncolites et tests fibreux puis, au sommet (663), à des biomicrites.

9 *Intrasparites fines un peu dolomitiques et de teinte très claire presque blanche* (LM 664). Elles renferment de très rares débris d'Echinides et des Foraminifères (*Nautiloculina* sp., *Pfenderina* sp., *Trocholina* cf. *alpina* LEUPOLD., petits arénacés). Au-dessus (LM 665) les allochems sont les mêmes, mais plus petits, à l'exception de quelques gros intraclastes de type *lumps* résultant d'un processus d'agrégation de particules fines.

10 *Biomicrites beiges ou rousses terminées par un hard-ground.* Certains bancs sont très fossilifères (667 A) : Polypiers isolés (*Anabacia* sp.) ou coloniaux, Lamellibranches, Brachiopodes, Gastéropodes (Nérinées), etc... Les biomicrites montrent des oncolites abondants, souvent imprégnés de limonite, des débris d'Echinides et de Bryozoaires, des tests fibreux et des Foraminifères (Trocholines très abondantes).

11 *Marnes gréseuses homogènes, de teinte grise, ne renfermant aucun fossile.* Elles contiennent de grosses boules (pouvant atteindre 15 cm de diamètre) qui sont entièrement formées de calcite cristallisée disposée en géodes.

12 *Banc plus dur, de teinte jaune.* Il est constitué par des pelmicrites détritiques dolomitisées (LM 668) qui renferment, en plus du quartz (21 %) et de la muscovite (0,3 %), quelques grains de tourmaline, des pellets peu abondants (7 %), de rares débris de tests et quelques Foraminifères (*Cristellaria* sp., petits arénacés). Le ciment marno-dolomitique représente 64 % du poids de la roche.

13 *Gros bancs dolomitiques gris (sommet de Cascaillon).*

Les horizons supérieurs marneux et dolomitiques peuvent être suivis sur le plateau où ils forment des buttes témoins isolées (cotes 544,2 ; 557,5 ; 531,0 ; etc...) et des affleurements plus vastes sur le pourtour des reliefs dolomitiques de St-Guillaume, des Eygras et de Puméningond. Une petite coupe effectuée entre le défilé de Truébis et la cote

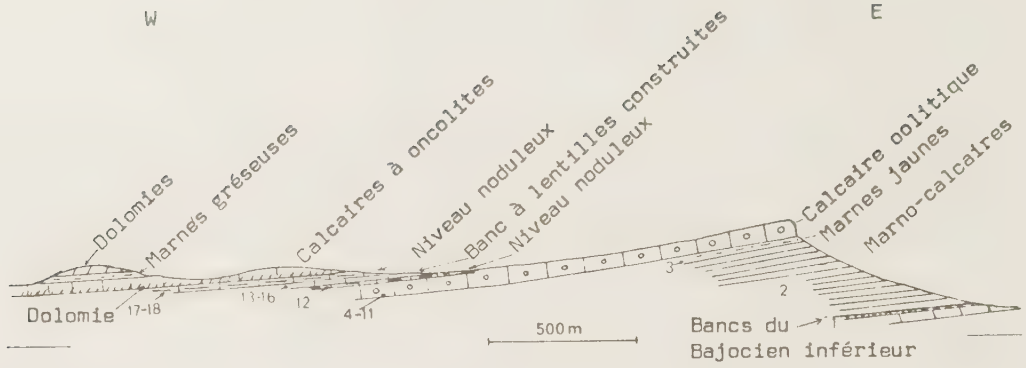


Figure 49 : Coupe du Jurassique moyen entre la Bigue (422,5) et le plateau de Puméningond (cote 588,0)(détail de 4-17 sur planche XXXIII).

4 *Gros bancs roux, réguliers, de biosparudite un peu dolomitique.* Les grains de quartz sont gros et assez fréquents (4,5 %) ; on observe des intraclastes micritiques (lumps), des piquants et des fragments d'Echinides, des tests fibreux et des Algues calcaires très recristallisées cf. *Cayeuxia* sp., des Foraminifères *(Nodosariidae, Nubecularia* sp. et sections d'*Acervulinidae)*. Au-dessus, les bancs dolomitiques, le microfaciès varie peu (LM 1032), si ce n'est que les gros quartz détritiques sont plus abondants (7 %). Les proportions des constituants sont les suivantes : ciment (calcite claire) 35 %, intraclastes (lumps) 34 %, tests 15 %, débris d'Echinides 7 %, vestiges de ciment micritique 7 %, ce qui correspond à une intrasparudite. La courbe granulométrique montre un sédiment peu évolué (parabolique) qui a une médiane de 0,68 mm.

Les Foraminifères sont abondants:arénacés variés (dont des *Lituolidae) ,Quinqueloculina* sp., *Pfenderina* sp., *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON qui caractérise le Bathonien supérieur.

Plus haut, de très gros bancs sont moins dolomitiques. La proportion de quartz diminue (LM 1033) tandis que certains allochems sont oolitisés. On passe ainsi à des oosparites rousses à Crinoïdes (rarement oolitisés), tests de Lamellibranches et de Gastéropodes intraclastes (oolitisés), algues calcaires, Foraminifères : *Pseudocyclamina* cf. *jacquardi Kurnurbia* sp., *Pfenderina* sp., *Acervulinidae*, Milioles.

5 *Petits bancs formés d'oosparites.* Ils montrent le plus souvent des litages obliques ou entrecroisés semblant indiquer des directions de courants du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les grains de quartz restent abondants et assez gros à la base de la formation (LM 1034). Les oolites constituent la totalité des allochems et sont très bien triées (courbe granulométrique à tendance hyperbolique). Les Foraminifères sont assez nombreux avec *Haurania* sp., *Kurnubia* sp., *Trocholina* sp. et des *Acervulinidae*. Plus haut (LM 1034') le faciès reste le même, mais avec la présence d'oolites complexes à nucléus micritique oolitisé, entouré d'une auréole de micrite, puis d'une nouvelle couche concentrique, radiée, oolitique. Ceci implique des alternances d'épisodes d'agglomération de particules fines et de périodes d'oolitisation des lumps ainsi formés. La microfaune est toujours riche : quelques *Meyendorffina* sp., *Nautiloculina* sp.,*Kurnurbia* cf. *palestiniensis* HENSON, *Pfenderina* sp. et des Trocholines (LM 1035'), ainsi que des *Acervulinidae* qui encroûtent parfois des grains de quartz (LM 1036).

A la partie supérieure de la formation oolitique le grain est plus fin et les quartz détritiques moins fréquents (1 à 3 %). La microfaune comprend en plus des *Glomospira* sp. et des *Protopeneroplis striata* WEYSCHENK.

6 *Gros banc à litages obliques.* Il est formé d'intrasparudite (LM 1038) à allochems jointifs dont certains sont très gros (2-3 cm) et variés : oosparites provenant des couches sous-jacentes : oomicrites, pelsparites et biopelmicrites, ce qui indique une période de remaniements. Les débris d'organismes sont également variés : gros fragments de Bryozoaires et de Stromatopores, tests prismatiques (*Trichites)*, piquants d'Echinides, Gastéropodes et Algues calcaires. Les petits allochems sont oolitisés. Juste au-dessus (LM 1038'), les oolites deviennent prédominantes et présentent un plus grand nombre de couches.

vants : pyrite 335, oxydes de fer (limonite, hématite, etc...) 158, muscovite 234, zircon 85, rutile 31, disthène 26, hornblende 15, tourmaline 14, staurotide 13, grenat 4, biotite 3. Cet échantillon (2070) montre une association où dominent les minéraux très résistants (zircons) ou facilement transportés (muscovite), associés à de rares espèces des roches métamorphiques de la mésozone supérieure (micaschistes à minéraux). Ce matériel peut provenir du massif des Maures ou de son prolongement.

Tous ces horizons peuvent être suivis vers le Nord jusqu'à proximité du village de Néoules et gardent des caractères assez constants. Toutefois des lentilles de biostromes à Polypiers et *Trichites* existent au sommet de la formation *10*. Elles sont visibles le long de la route de défense incendie aux Epouvilliers (x=898,000 y=114,880) ainsi que dans la descente vers Néoules à l'Ouest de la cote 458,7. Les dolomies supérieures ont fourni des moules de Rhynchonelles, le long de la même route, à l'Ouest de la cote 573,7.

Du point de vue stratigraphique, la barre *8-10* correspond aux couches à oncolites *9* de St-Hubert, tandis que les marnes *11*, ainsi qu'une partie des dolomies sus-jacentes, peuvent être attribuées au Callovien. Vers la base, on note la multiplication des horizons construits bien développés, plus au Nord-Ouest, dans le vallon des Rampins et à Planeselve ; ils correspondent aux lentilles *5* de St-Hubert. Le réseau karstique des Rampins est creusé dans cet horizon qui a été attribué à tort au Lias sur la feuille Toulon au 1/80.000,2° édition, ainsi que sur les levers de L. Lutaud (1957).

3°) COUPE DU PILON ST-CLEMENT.

A l'Est du Pas de Bel-Air, les assises à lentilles construites s'élèvent progressivement dans la topographie et atteignent le sommet de la falaise à l'Ouest du Pas de Truébis sous la cote 570,1 ; mais elles surmontent alors des bancs oolitiques qui sont interstratifiés dans les marno-calcaires à *Cancellophycus* et qui s'épaississent rapidement vers l'Est où ils constituent seuls les barres de Cuers qui atteignent 60 m de hauteur. Les formations étudiées au Pas de Bel-Air affleurent alors, en arrière de la crête, sur le plateau. Les marno-calcaires noduleux *7* forment une bande continue (carte planche XXX) qui passe par la bastide de La Verrerie, les cotes 522,2 et 534,0, contourne à l'Est la colline 605,3 pour redescendre vers Néoules au-dessus des ruines de la Bastide St-Thome. Une coupe des formations oolitiques sous-jacentes a été levée en bordure d'une route de défense incendie qui entaille la barre au Nord du Pilon St-Clément, juste au-delà de la cote 619,3. La succession est très complète jusqu'au sommet des lentilles construites.

Elle est représentée sur la coupe générale de la figure 49, les formations calcaires du Bathonien supérieur étant détaillées sur la planche XXXIII.

1 *Bancs de biomicrite glauconieuse* à spicules (LM 1160). Ils renferment des grains de phosphates, des silicifications, des débris de tests et de rares *Nubecularia*. Ils se terminent par des *hard-grounds* et sont bien visibles au début de la piste forestière (col coté 422,9 situé sur la D 40 Cuers-Rocbaron). A. Lanquine (1929) a signalé, plus au Nord, dans ce niveau, les faunes des zones à Sowerbyi et à Sauzei du Bajocien inférieur.

2 *Série marno-calcaire à Cancellophycus ne dépassant par 200 m de puissance*. Elle est le plus souvent de teinte claire ; la partie supérieure est presque entièrement masquée par les éboulis.

3 *Horizon tendre n'affleurant que dans la tranchée de la piste*. Ce sont des marnes jaunes (quartz 1,5 %, argile 41 %) qui renferment des articles de Crinoïdes, des débris de tests des oncolites, des Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Conicospirillina* sp.), des Ostracodes, des spicules droits et des piquants d'Echinides (lavage échantillon 2099).

ensuite plus rares pour disparaître presque complètement dans les niveaux construits.

b) GRANULOMETRIE DES ALLOCHEMS.

L'étude granulométrique a été effectuée en lame mince par mesure des intersections des allochems avec un réseau de droites parallèles équidistantes. Pour chaque échantillon, 100 grains ont été ainsi mesurés. La précision obtenue n'est pas très grande, aussi les courbes de fréquence et cumulative n'ont été tracées qu'avec 6 classes granulométriques et n'ont qu'une valeur indicative.

Les principaux types de courbes obtenus ont été représentés sur la figure 50.

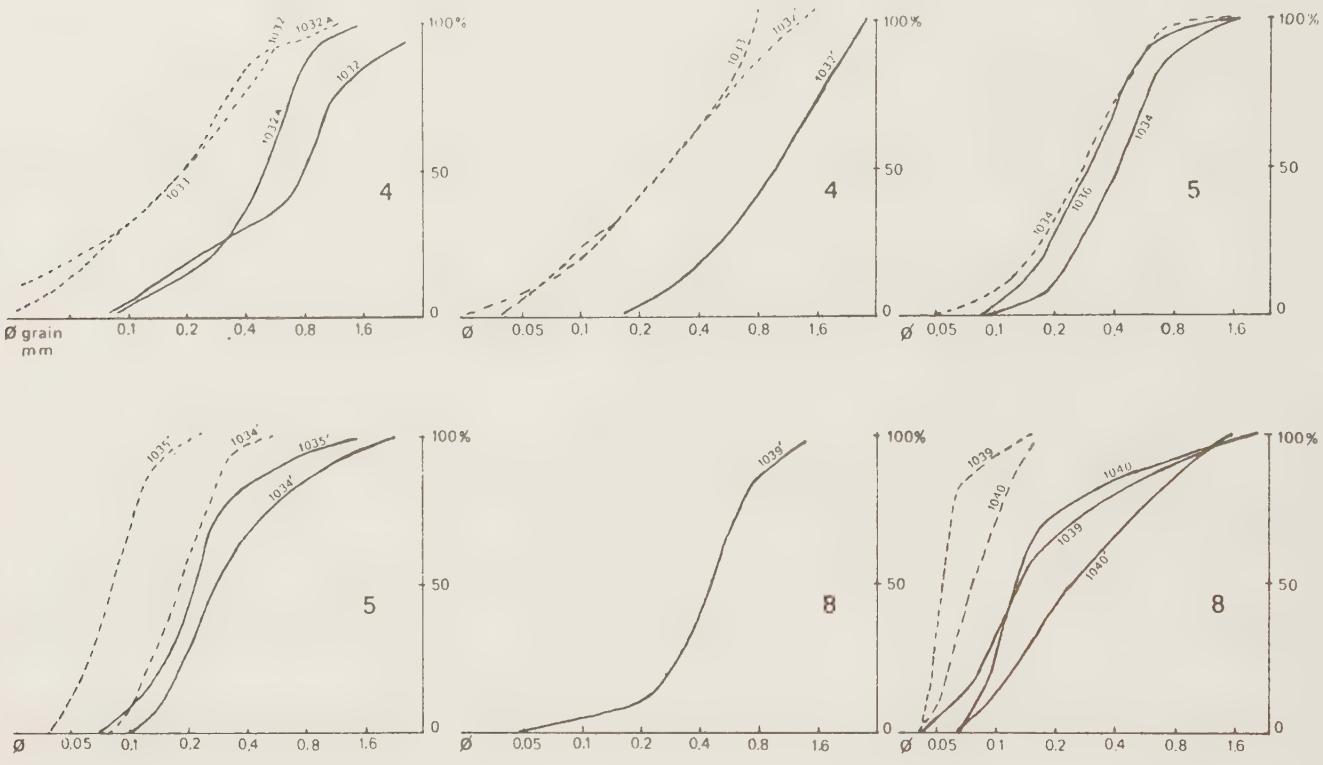


Figure 50 : Courbes granulométriques cumulatives, obtenues par mesure au microscope des allochems de quelques échantillons de la formation oolitique du Pilon St-Clément (voir log de la planche XXXIII).

N.B. Les courbes en pointillés correspondent à la granulométrie de la phase détritique quartzeuse.

Si les sédiments sont assez peu évolués et mals triés dans les niveaux inférieurs (par exemple 1032 A), par contre, les sables oolitiques à litages obliques (1034, 1035) sont beaucoup plus évolués car mis en place par des courants.

Sur l'ensemble de la coupe (planche XXXIII), les valeurs de la médiane et de l'indice de clasticité (diamètre maximum des allochems) ne montrent pas de variations remarquables. On peut tout au plus remarquer que les éléments terrigènes sont plus abondants dans les niveaux qui ont un indice de clasticité élevé (bancs 4 et 8), ce qui indique que le quartz a été transporté depuis les zones littorales en même temps que les allochems calcaires.

7 *Gros bancs de biomicrudite avec îlots de calcite claire.* Les oncolites apparaissent (mais très abîmés), associés à des gros fragments de Polypiers, des tests de Lamellibranches, des débris d'Echinides et des Foraminifères dont *Meyendorffina* sp. La présence d'oolites indique un mélange de boues et de sables calcaires.

8 *Oosparites riches en quartz (9,5 %) se développant sur quelques mètres.* A la base, elles renferment de gros nodules d'Algues (*Cayeuxia* sp.), des débris de tests et des entroques. Des gros nodules (intraclastes ?) sont formés de pelsparite à quartz et tests fins (LM 1039'), la dimension du grain moyen et la proportion de quartz diminue, mais le faciès reste identique. Toutefois les oolites éclatées ou interpénétrées sont fréquentes et les allochems sont plus hétérométriques ; des gros lumps non oolitisés coexistent avec des petits débris oolitisés.

9 *Banc plus tendre formé de dolomie jaunâtre très altérée.*

10 *Bancs assez épais formés de biomicrites souvent recristallisées* (LM 1031). Ils renferment des nodules d'Algues (dont *Lithoporella* sp.), des Stromatopores, des oncolites, des débris de tests de Lamellibranches et d'Echinides et des Bryozoaires. Des valves de Brachiopodes encore en connexion sont remplies par un sédiment de nature différente : pelsparite à ciment finement cristallisé renfermant quelques oncolites.

11 *Petits bancs de biopelsparite un peu dolomitique à grosses oncolites de Cyanophycées et de Symploca* sp., *débris de tests et Foraminifères* (Trocholines, arénacés, *Cristellaria* sp.).

12 *Première passée marneuse gris-jaunâtre formant une vire.* Plus au Sud, elle marque le sommet de la falaise.

13 *Gros banc massif renfermant des lentilles construites de teinte sombre.* Ces dernières sont entourées de biomicrite à Bryozoaires, Crinoïdes, tests, Echinides et Foraminifères. Il est surmonté par un horizon dolomitique et par des biomicrites (LM 1028' et 1029) à oncolites, débris de tests, Scaphopodes, Echinides et Foraminifères (*Nodosariidae, Spirillina* sp., arénacés variés).

14 *Passée marno-calcaire renfermant encore quelques oncolites et des Polypiers isolés.*

15 *Bancs plus durs.* Ils sont formés à la base par des biopelmicrites (LM 1027') à oncolites, tubes d'Annélides. Foraminifères abondants : *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Trocholina* sp. (formes variés), *Spirillina* sp.. La partie moyenne renferme de très petites lentilles construites. La partie supérieure (LM 1027') comporte des intrasparudites à gros intraclastes (lumps), oncolites, entroques, pellets et Foraminifères (dont des *Nubecularia).*

16 *Formation marno-calcaire.* Elle donne une zone déprimée, et renferme des intercalations de biopelmicrites à Bryozoaires entiers et entroques (LM 1025).

17 *Bancs peu visibles, formés d'intrasparudite ou d'intramicrudite à oncolites et tests* (1024).

18 *Dernière passée marneuse surmontée par des calcaires à oncolites souvent dolomitisés* (cote 605,3). Ces derniers correspondent à la "barre supérieure" du Pas de Bel-Air.

Cette coupe montre à la base la formation oolitique qui se place sous le niveau à lentilles construites et passe latéralement aux marno-calcaires à *Cancellophycus*. Les couches supérieures correspondent aux couches étudiées au Pas de Bel-Air et sont bien développées ; mais les bancs calcaires correspondant à la barre du Pas de Bel-Air ne peuvent être levés, car ils sont masqués par la végétation.

Les échantillons de cette coupe ont été étudiés de façon plus approfondie en ce qui concerne leur composition minéralogique (teneur en quartz) et leur granulométrie.

a) PROPORTION DE MATERIEL DETRITIQUE.

Les grains de quartz sont assez nombreux à la base, puis leur nombre diminue progressivement jusqu'à la base du niveau 8 où ils sont de nouveau abondants. Ils redeviennent

1 *Alternances de calcaires beiges à cassure bleutée et de calcaires argileux noduleux à Cancellophycus.*

2 *Bancs plus durs formés d'intra-oomicrites* (LM 1040)*et d'oomicrites* (LM 1041). Ce faciès particulier ne résulte pas de l'évolution diagénétique d'oosparites (présence de quelques tests fins très fragiles), mais du mélange d'un matériel oolitique très bien trié avec un sédiment vaseux calcaire à tests fins. L'origine de la fraction grossière est à rechercher dans la masse de calcaires oolitiques qui se développent plus au Sud. Elle renferme d'ailleurs la même microfaune : *Pfenderina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK (très répandu dans ce faciès), *Kiliania* sp., Le transport de ce matériel peut avoir été effectué par des glissements sur le fond. Les autres allochems sont peu abondants : débris de tests et d'Echinides, fragments de Polypiers.

3 *Marnes grises entaillées par le ruisseau et renfermant des Echinides.* Les gisements étudiés par A. Michalet (1895) aux environs de Rocbaron sont situés dans cette formation.

4 *Gros bancs massifs.* Ils comportent à la base des oosparites (LM 1042) et au sommet des oomicrites à tests de Lamellibranches (LM 1042") et qui se terminent par un *hard-ground*, la microfaune varie peu et montre en plus *Haurania* sp., *Nautiloculina* cf. *circularis* SAID et BARAKAT, *Kurnubia* sp. ainsi que des Trocholines et des Milioles. Les oolites sont toujours très isométriques, ce qui indique un matériel évolué, transporté par des courants.

5 *Nouvelle passée marno-calcaire blanchâtre renfermant quelques minces passées d'oomicrites argileuses.*

6 *Dernier niveau d'oomicrite friable* (LM 1043), *montrant des tests rangés parallèlement au litage, surmonté par des gros bancs d'oosparite fine affleurant à l'entrée du chemin du château.* Ces derniers renferment les mêmes allochems que les couches sous-jacentes.

Vers le Nord-Ouest, les oolites transportées par les courants sont venues se déposer dans la zone à sédimentation marno-calcaire. Le mélange des deux types de matériel a donné lieu à des faciès particuliers, oomicrites et intramicrites. Ces observations confirment le passage latéral des deux faciès et prouvent que la formation oolitique correspond bien à la partie supérieure de la série à *Cancellophycus*.

2°) COLLINES DE THEMES.

Dans la partie occidentale des collines de Thèmes, le rocher du vieux château de Rocbaron est formé d'oosparites jaunes souvent dolomitiques (elles prennent alors une teinte rougeâtre) qui renferment des débris d'Echinides, des *Acervulinidae* ainsi que *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON. Cette formation surmonte la série marno-calcaire à *Cancellophycus* couverte d'éboulis, et dont la puissance ne dépasse par 175 m. La succession est la même que sur la route du Pilon St-Clément, mais les niveaux plus récents ont été enlevés par l'érosion.

Au Sud de Ste-Anastasie, la montée du Val de Masséou permet d'observer à partir du col coté 508,5 (plan directeur Collobrières n°1) les calcaires oolitiques qui présentent un faible pendage vers le Sud. Les affleurements ne sont pas continus et ne permettent pas le lever d'une coupe, mais on retrouve certains des faciès observés aux barres de Cuers (carte figure 51).

1 *Oosparites rousses à débris d'Echinides blancs* (LM 1044). Elles renferment des grains de quartz assez gros (les "agrégats" en mosaïque engrénée de type gneissique sont fréquents), des intraclastes, des Foraminifères (*Haurania* sp., *Nautiloculina* sp.) ainsi que des Gastéropodes entiers (Nérinées).

2 *Biosparites* à débris d'Echinides affleurant au col et rappelant les couches de base (4) de la coupe du Pilon St-Clément (LM 1044' et 1044"). Les grains de quartz sont toujours très fréquents et de grande taille (1 à 2 mm). On observe des intraclastes (biomicrites et oomicrites), des débris de tests de Lamellibranches et d'Echinides, des nodules d'Algues *Cayeuxia* sp.) atteignant 5 mm de diamètre, des Scaphopodes, des Gastéropodes, des

4°) CONCLUSION.

L'étude du Jurassique moyen de la vallée du Gapeau et des barres de Cuers permet de mettre en évidence un certain nombre de formations lenticulaires bien caractérisées.

a) A la base les *marno-calcaires* rythmiques à *Cancellophycus* ont une épaisseur de 150 à 300 m ; ils sont plus marneux à la partie supérieure. Ils surmontent, comme dans la région de Marseille, un niveau calcaire ferrugineux, d'âge bajocien inférieur.

b) Les *oosparites du Pilon St-Clément* sont lenticulaires. Leur puissance atteint 70m au Sud-Est ; mais vers le Nord-Ouest, elles s'effilent rapidement et passent latéralement aux marno-calcaires. Elles renferment une microfaune assez caractéristique : *Haurania* sp., *Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp. et surtout deux organismes caractéristiques : *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON et des "sections multicellulaires qui peuvent être attribuées à des *Acervulinidae*. Ces deux formes semblent localisées dans le Bathonien supérieur.

c) Les niveaux à *lentilles construites à Bryozoaires* sont caractérisés par la présence de biolithites concrétionnées de teinte beige, brune ou noire. Ils sont souvent coupés par des bancs calcaréo-noduleux.

d) Une *intercalation de marno-calcaires noduleux* (20 m) s'observe dans tout le massif. Elle forme une large vire plus tendre, qui peut être facilement cartographiée.

e) Les *calcaires du Pas de Bel-Air* sont très constants (20-30 m), mais sont souvent dolomitisés. *Meyendorffina bathonica* est très rare dans cette formation où dominent les oncolites et les Trocholines.

Le matériel quartzeux, qui était abondant dans les faciès allochtones (b) est très rare dans les niveaux calcaires du Pas de Bel-Air qui sont uniquement biogènes autochtones. Les colonies de Polypiers sont rares.

f) Les *marnes gréseuses micacées grises*, attribuées au Callovien, sont très constantes (5-8 m), mais irrégulièrement dolomitisées. Il semble que la formation marno-gréseuse inférieure fossilifère (Pholadomyes) de St-Hubert n'existe pas dans ce secteur.

g) Au-dessus, *les dolomies* peuvent être attribuées en partie au Callovien. Une passée calcaire montre un faciès très voisin de celui du Bathonien supérieur, avec cependant une proportion appréciable de matériel quartzeux.

III - Région de Forcalqueiret

La partie supérieure du Bathonien affleure largement aux environs de Forcalqueiret, localité située au Nord-Est du massif des barres de Cuers. Plusieurs coupes partielles permettent de préciser l'extension et les variations des diverses formations calcaires du Bathonien supérieur.

1°) COUPE DE FRAY-LONG.

Au Sud du village de Forcalqueiret, la route D 12 recoupe une petite structure synclinale formée par les premiers bancs de la formation oolitique, du Pilon St-Clément dont les couches sont peu inclinées. La coupe a été levée entre le petit pont situé près d'une bergerie et le départ du chemin du château (planche XXXIV) :

triés des oosparites fines ont été longuement transportés par les courants.

Enfin, sur la bordure sud-est du massif, la puissance de la formation marno-calcaire diminue rapidement, sans que cette variation puisse être attribuée comme le pensait A. Lanquine (1933) à un étirement tectonique. Il semble plutôt que la limite entre les marno-calcaires et les calcaires oolitiques soit hétérochrone et que le passage latéral entre les deux formations permette à ces derniers d'envahir progressivement vers le Sud-Est des couches de plus en plus anciennes. Il ne reste plus que 150 m de marno-calcaires à *Cancellophycus* sous la cote 451,1 qui domine le village de Carnoules.

3°) COLLINES DE ST-QUINIS.

Au Nord de Forcalqueiret, les calcaires bathoniens se développent, formant les barres de St-Quinis. A l'extrémité occidentale de ce relief, une carrière proche de la RN 554 est située au lieu dit "les Bouguets" permet d'observer une bonne coupe des calcaires terminaux du Bathonien qui sont inclinés vers le Nord-Est, à l'Est de la voie ferrée (planche XXXV).

1 *Alternances de calcaires argileux jaunes et de marnes micacées de même teinte* affleurant au Sud de la carrière.

2 *Banc massif* (LM 1047). Il est formé de biomicrudites renfermant des oncolites de Cyanophycées, associés à des tests fibreux et à des pellets. La microfaune est banale. Ce banc est surmonté par un lit marneux micacé jaune, puis par un banc renfermant des Polypiers coloniaux "en cyprès", en place, cimentés par des micrites à très petits allochems. Ensuite vient une autre intercalation marno-calcaire à rares Rhynchonelles. Les marnes micacées renferment un peu de matériel détritique (éch.1047) : grains de quartz anguleux (0,15 mm), de zircon, staurotide, tourmaline, sillimanite et muscovite.

3 *Biomicrites formant la masse principale des calcaires.* Elles renferment des fragments de tests (parfois encroûtés par des Cyanophycées), de pellets et de Foraminifères (arénacés, Milioles, *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.). A la base, les oncolites sont rares (LM 1049); elles deviennent plus abondantes vers le haut (LM 1050) où elles sont associées à des débris de Bryozoaires et de Polypiers. La microfaune est également plus variée (Trocholines, *Spirillina* sp.).

4 *Niveau remarquable, mais peu épais (0,50 m).* Il affleure sur la paroi nord de la carrière, il est entièrement formé par des oncolites de Cyanophycées et *Nubecularia*, de teinte rosée, pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre, cimentés par une micrite argileuse grise. Certains nodules, dont le nucléus est constitué par des tests, sont plats ou même concaves.

5 *Pelmicrites à petits débris de tests* (LM 1051') *et Foraminifères* (arénacés, *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.).

Les couches sus-jacentes affleurent seulement le long de la voie ferrée, au Nord du pont où passe le chemin.

6 *Marno-calcaires à grains de quartz coupés de lits plus calcaires.* Le faciès rappelle les couches calloviennes de Tourves, mais ces couches n'ont fourni aucun fossile.

7 *Pelmicrites à rares débris de tests, un peu dolomitiques, en petits bancs.*

8 *Dolomies envahissant irrégulièrement les couches calcaires.*

Cette coupe comporte seulement les horizons terminaux, à oncolites, du Bathonien supérieur, ainsi que des couches calcaréo-marneuses et calcaires qui peuvent être attribuées au Callovien par analogie avec la coupe de Tourves. Les formations inférieures oolitiques ne se développent que plus à l'Est au signal de St-Quinis, mais la dolomitisation est très importante et envahit presque tout le Bathonien calcaire.

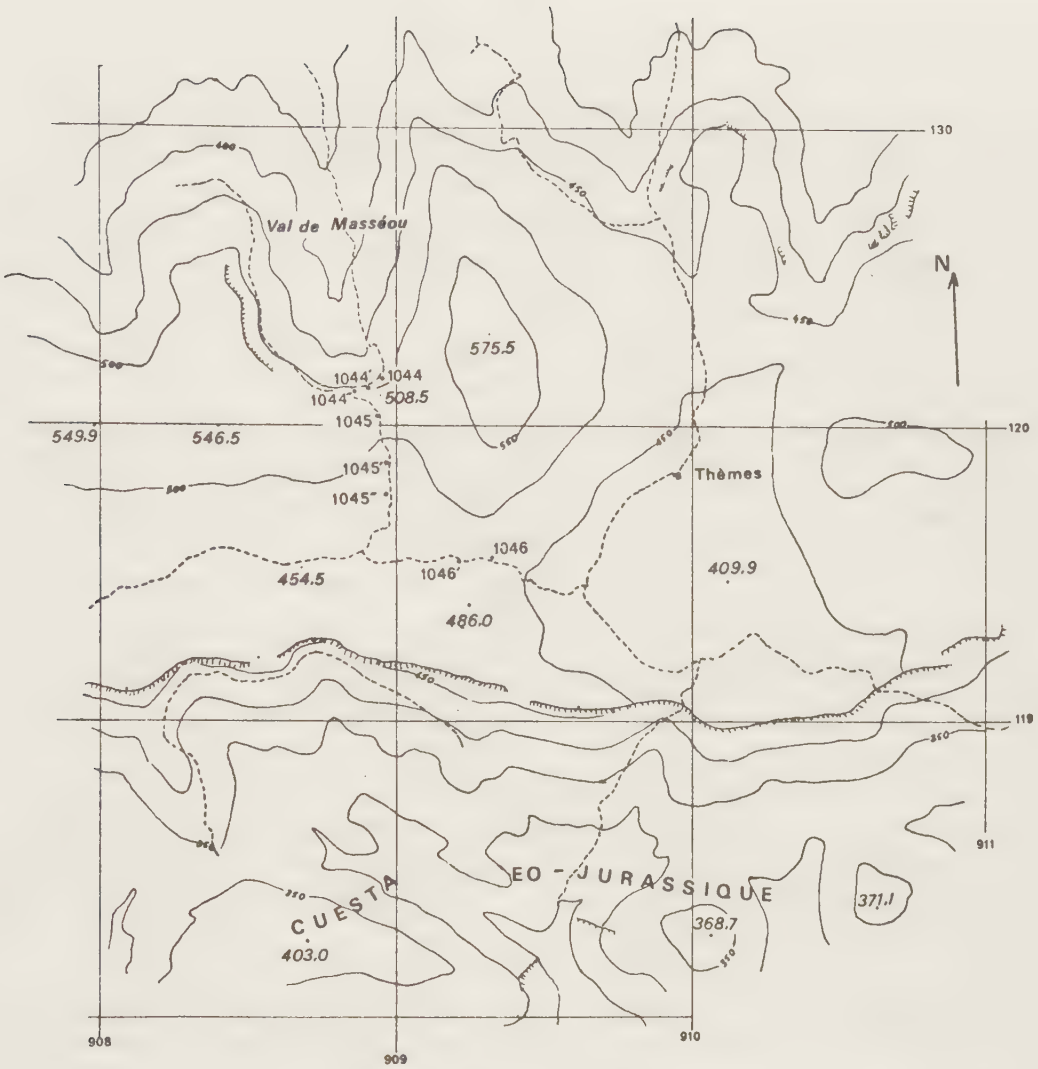


Figure 51 : Position des échantillons récoltés dans le Bathonien supérieur calcaire des collines de Thèmes.

Bryozoaires, des fragments de Polypiers et des Foraminifères (*Haplophragmoïdes* sp.).

3 *Intra-oosparudites*. Elles montrent des gros allochems (intraclastes, tests, entroques, Bryozoaires et nodules de Codiacées) cimentés par une oosparite fine (LM 1045) qui renferme des grains de quartz. Ce faciès s'étend jusqu'à la dépression fermée (grande doline) cotée 454,5 où l'échantillon 1045" montre des sections de *Meyendorffina* sp.

Les niveaux calcaires plus élevés ne sont pas séparés des oosparites par une passée calcaréo-noduleuse. Ils affleurent uniquement à l'Ouest de la grande doline circulaire de Thèmes, entre les cotes 486,0 et 575,1 le long d'une piste récente.

4 *Pelsparites* (LM 1046) *sans quartz, renfermant quelques oncolites et des Foraminifères* (arénacés, Trocholines, Milioles et *Spirillina* sp.). Les intercalations dolomitiques grises sont fréquentes.

La formation oolitique, qui est peu épaisse, présente des caractères particuliers : le grain est plus grossier et les organismes, surtout les nodules d'Algues (Codiacées) sont fréquents. Ce faciès semble plus littoral qu'au Pilon St-Clément où les allochems bien

Tourves. On observe seulement quelques bancs de calcaire à oncolites beaucoup moins bien représentés qu'au Sud.

2°) MONTAGNE DE LA LOUBE.

La route qui, partant de la D 5 près de Vaulongues (Nord de la Roquebrussanne), monte au relai ORTF, recoupe la série marno-calcaire à *Cancellophycus* qui présente des ensembles de bancs calcaires séparés par des passées plus marneuses. Au sommet affleure un seul niveau d'intra-oomicrite beige (1 m) à ciment légèrement recristallisé, débris de Bryozoaires et où une section de *Cladocoropsis* sp. a été observée (LM 1067). Il est surmonté par quelques mètres de marno-calcaires, puis par d'énormes bancs massifs de dolomies ruiniformes largement cristallisées. En l'absence de microfaune caractéristique, il est impossible de savoir si le Bathonien supérieur est entièrement dolomitisé et se trouve ainsi confondu avec les dolomies néo-jurassiques, ou s'il se réduit au banc d'intra-oomicrite. La coupe se rattacherait alors à la partie centrale du bassin provençal. Le Callovien est inconnu dans la montagne de la Loube où il est sans doute dolomitisé.

V - Environs de Cabasse et du Thoronet

Les terrains jurassiques disparaissent par érosion à l'Est de Besse. Ce n'est que vers le Nord-Est, aux environs du Thoronet, que l'on retrouve un Jurassique moyen bien développé, qui comporte à la partie supérieure une "barre" calcaire assez puissante, directement surmontée en légère discordance par la bauxite qui est activement exploitée sous le chevauchement de la montagne de la Darboussière au Sud de l'abbaye du Thoronet.

1°) COUPE DE CABASSE - LE THORONET.

a) Le Bajocien inférieur est visible au Nord-Est du village de Cabasse, sur le chemin du château de la Plaine (coupe du Jurassique inférieur p.81). Il surmonte, comme dans la vallée du Gapeau, les calcaires argileux à *Cancellophycus* de l'Aalénien supérieur. Il est formé par trois bancs (1,50 m) de biopelmicrite glauconieuse (LM 1117) à rares débris de tests et de Crinoïdes, petits grains de quartz, Foraminifères (*Lituolidae*, *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., Milioles et *Nubecularia* sp. encroûtants). Au sommet, le dernier banc, qui se termine par un *hard-ground*, renferme quelques oolites ferrugineuses, des rhomboèdres de dolomie et des traces de terriers.

b) La série marno-calcaire à *Cancellophycus* a une puissance d'environ 250 m, qui diminue vers l'Est ; la partie supérieure montre plusieurs bancs oolitiques, qui seront étudiés avec les calcaires supérieurs. Les fossiles sont très rares.

c) Les calcaires supérieurs du Bathonien forment les falaises des Côtes et de la Maison des Fées, au Nord de Cabasse. Ils se développent également plus à l'Est, dans la structure synclinale de l'abbaye du Thoronet. Une coupe a été levée au Sud de la ferme ruinée de Peygros, dans le vallon des ruines des Lucous (planche XXXVII).

1 *Niveaux marno-noduleux assez épais coupés de minces lits de pelmicrite à débris de tests et très rares oolites.* **La microfaune est banale (LM 673) : petits arénacés, *Lituolidae*, Milioles et *Nubecularia*.**

2 *Premier banc dur, de teinte rougeâtre.* **Il est formé d'oosparite (674) à gros grains de**

IV - Région de La Roquebrussanne

Plus à l'Ouest, aux environs de La Roquebrussanne, plusieurs coupes du Jurassique moyen sont caractérisées par un faible développement des faciès calcaires.

1°) COUPE DE LA ROUTE DE MAZAUGUES.

A l'Ouest du village de la Roquebrussanne, la route D 64 recoupe au lieu-dit "la Barrière" les horizons terminaux du Bathonien qui affleurent au Nord-Ouest du point coté 399,2. Les calcaires sont peu épais et sont coupés par des bancs noduleux et des passées dolomitiques (planche XXXVI).

1 *Marno-calcaires à Cancellophycus.* Ils sont épais, mais très tectonisés à la base. Le sommet est marqué par des bancs calcaires à joints marneux et par un niveau de calcaires argileux gris beige à grosses concrétions calcaires (1054') atteignant plusieurs centimètres de diamètre et présentant une forme irrégulière (empreintes de terriers ?).

2 *Gros bancs formés de micrite ou de biomicrite à débris de tests (fibreux et fins), de très rares entroques et Foraminifères* (LM 1055 et 1056).

3 *Mince lit marneux surmonté par des biomicrites à petits grains de quartz et tests fibreux abondants.* On observe des nodules de micrite dépourvus d'allochems. Les oncolites sont localisés à la base, ainsi qu'au sommet. Ce dernier est creusé par des terriers.

4 *Marno-calcaire noduleux se développant sur une puissance d'environ 10 m.*

La suite de la coupe a été levée sur le flanc de l'éperon rocheux situé au Nord du point 399,2.

5 *Gros bancs de dolomie grise cristalline* (rares quartz, fantômes d'allochems) *passant vers le haut* (LM 1059') *à des intrasparites fines ou des pelsparites à grains de quartz abondants, tests et pellets.* La microfaune est variée : arénacés, *Nautiloculina* sp., Milioles, *Cristellaria* sp., et *Acervulinidae* (très rares). On observe également des débris d'Algues cf. *Lithoporella* sp.

6 *Récurrence du faciès calcaréo-noduleux, partiellement dolomitisée.*

7 *Intrasparites fines de teinte claire* (LM 1060) *surmontées par des oomicrites* (1060') puis par des oosparites (1060"). Les gros grains de quartz sont fréquents et la microfaune est identique à celle du banc 1059' (à l'exception des *Acervulinidae* qui ont disparu). Le sommet est marqué par un *hard-ground.*

Les niveaux sous-jacents affleurent sur le pourtour du rocher dolomitique qui couronne l'éperon, ainsi qu'au bord de la route dans le virage dit "la Barrière", à une centaine de mètres plus à l'Est.

8 *Marno-calcaires gréseux gris, très micacés* (LM 1061). Ce sont des pelmicrites à grains de quartz et muscovite abondants, tests fins, rares Foraminifères. Les bancs plus marneux contiennent des tests de Lamellibranches et des petits débris charbonneux noirs.

9 *Bancs dolomitiques à vestiges de pelsparite fine, puis gros bancs largement cristallisés renfermant cependant des fantômes d'allochems.*

Cette coupe, qui est située plus loin de la bordure du bassin, montre des faciès calcaires (*1* à *7*) peu développés et localisés au sommet du Bathonien. Les niveaux *8* et *9* sont attribuables au Callovien. Cette succession présente de grandes analogies avec la coupe de

des entroques et des débris de tests. Ce banc, localement dolomitisé, a été attribué au Lias sur la feuille Draguignan au 1/50.000 (1969). Mais cette hypothèse est erronée car le microfaciès d'oosparite, très caractéristique de la base du Bathonien supérieur, est inconnu dans le Jurassique inférieur de cette région. La structure compliquée figurée sur la carte n'existe pas et les diverses couches sont régulièrement superposées et sont seulement cassées par la petite faille oblique précédemment citée.

2°) CONCLUSION

La série médiojurassique de la région de Cabasse ressemble beaucoup à celle des Barres de Cuers, avec un beau développement des lentilles d'oosparites et de biosparites. Mais les niveaux supérieurs, qui ont été enlevés par l'érosion avant le dépôt de la bauxite, affleurent rarement ; le Callovien marno-gréseux n'a pas été retrouvé. Au Sud de Vins, il est impossible de séparer les calcaires dolomitisés de la partie supérieure du Bathonien et les assises néojurassiques de même faciès.

VI - Région de Bandol

Le Jurassique moyen affleure largement dans les unités tectoniques complexes qui se développent au Nord et à l'Ouest de Toulon. Une étude des affleurements de la partie occidentale du synclinal de Bandol permet de retrouver, avec des variations, les lithofaciès mis en évidence dans la vallée du Gapeau. Mais cette unité est affectée par de nombreux accidents tectoniques et ne montre pas de succession stratigraphique continue ; le raccord des coupes partielles reste souvent problématique. Aussi les points observés, ainsi que les affleurements et les failles visibles, ont été reportés sur une carte (planche XXXVIII) qui ne constitue pas une esquisse géologique du secteur, mais permet de localiser avec précision les coupes levées.

1°) COUPE DE BANDOL.

La tranchée de la route nationale 559 montre au Nord de Bandol une coupe des calcaires bathoniens entre les carrières situées au carrefour de l'ancienne route (x=877,460 y=99,520) qui empruntait la rive occidentale du vallon et le collet de coordonnées (x=877,600 y=100,150). Plus au Nord affleure la série à *Cancellophycus* couverte de cultures et dominée par la butte témoin calcaire de La Garduère. La succession est presque continue et montre plusieurs intercalations dolomitiques (planche XXXIX). Le sommet des marno-calcaires à *Cancellophycus* qui est constitué par des marnes jaunes assez épaisses, est le plus souvent masqué par des éboulis ; seuls, les trois derniers mètres sont visibles au bord de la route.

1 *Alternances de marnes gréseuses et de calcaires argileux renfermant des grains de quartz en petits éclats et des grosses radioles de Cidaris* (talus ouest de la route).

2 *Petits bancs d'intrasparudites à gros grains de quartz* (LM 1082'). Ces derniers montrent souvent des fissures "en grillage" et parfois des corrosions avec remplissage d'hématite. Les intraclastes sont variés (micrite à quartz, oomicrites, oosparites). Ils sont accompagnés par des oolites, des débris d'Echinides, des tests fibreux, des Algues (Codiacées), des Bryozoaires et des *Acervulinidae*. Au sommet la roche est imprégnée de limonite et renferme des Bryozoaires branchus.

3 *Roche détritique (quartz, muscovite) renfermant également des intraclastes, des entroques des tests, des oncolites et des Foraminifères ;* gros *Lituolidae* à tests arénacés et Trocholines (LM 1082).

quartz et débris de tests. Il se termine par une surface corrodée.

3 *Alternances de calcaires argileux noduleux et de pelmicrites beiges.* L'épaisseur des bancs marneux tend à diminuer vers le haut.

4 *Biopelmicrites à grains de quartz et plus rarement de muscovite et de tourmaline* (LM 675). Elles renferment des intraclastes, des oolites isolées et des tests fins.

5 *Intercalation marno-noduleuse, surmontée par une première "barre" d'oosparite beige, à entroques blanches.* En plus des oolites qui montrent 2 ou 3 couches, on observe des intraclastes de micrite, oomicrite et calcite claire, des débris de tests et des Foraminifères parmi lesquels *Pfenderina* sp. et *Kurnubia* sp. (LM 676). Par place on trouve des petits lits d'oomicrite (LM 676') qui renferment les mêmes allochems, ainsi que des fragments de Bryozoaires et de Stromatopores. A la partie supérieure apparaissent des *Acervulinidae* (sections multicellulaires) et *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK (LM 677). Les entroques sont rarement oolitisées, quelle que soit leur taille.

6 *Passées marneuses jaunes surmontées par des intra-oosparites* (LM 679'). Ces dernières renferment des gros grains de quartz (souvent en mosaïque engrenée), des entroques, débris de tests (Lamellibranches et Gastéropodes et des Foraminifères (*Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp.,*et Kilianina* sp., ces deux derniers douteux). Au sommet, ce niveau se termine par un banc de biopelmicrite.

7 *Marnes jaunes.*

8 *Barre terminale.* Elle affleure juste au Sud de la carrière de bauxite et débute par des intrasparudites dolomitiques gris-bleu dont les allochems soulignent le litage. Ce sont des intraclastes (micrite), des articles de Crinoïdes, des tests fibreux fragmentés et de très rares Foraminifères (LM 681). Au-dessus (LM 681'), la roche devient rougeâtre et très dolomitique, avec des fantômes d'allochems. Les derniers bancs affleurent dans la carrière où ils forment le mur de la bauxite. Un échantillon prélevé sur le flanc d'une bosse calcaire dégagée par l'exploitation, est formé d'oosparite à gros quartz et *Acervulinidae*. La roche est légèrement altérée et imprégnée d'oxyde de manganèse, en surface.

9 *Bauxite directement superposée aux oosparites bathoniennes.* Elle supporte des grès grossiers roses (attribués au Valdonnien) qui sont chevauchés par les couches triasiques et jurassiques de la montagne de la Darboussière.

Les horizons supérieurs du Bathonien (biomicrites à oncolites) ont été ici érodés avant le dépôt de la bauxite. Mais ces couches ont été trouvées en sondage dans les écailles complexes qui chevauchent vers le Sud la structure synclinale du Thoronet : les marno-calcaires à *Cancellophycus* supportent directement des biomicrites grises à oncolites noires imprégnées de pyrite (LM 2000) qui renferment de rares grains de quartz de très petite taille, quelques entroques, des débris de tests, quelques Foraminifères, dont des *Nubecularia* ; ces derniers sont associés aux Cyanophycées dans les oncolites. Le ciment devient parfois marneux comme dans la carrière des Bouguets. Ces échantillons ont été prélevés en compagnie de J.P. Durand sur des carottes d'un sondage effectué sur l'axe d'une petite structure antiforme recoupée par la route D 79 entre la Dérobade (mine Péchiney) et l'abbaye du Thoronet. Mais ces faciès n'ont pas été retrouvés pour le moment en surface ; un lever détaillé du quartier des Mascarons serait nécessaire.

Les calcaires oolitiques affleurent également dans la cluse de l'Issole, au Nord de Cabasse, où leur puissance est nettement plus forte qu'à Peygros, et où ils montrent des grandes stratifications obliques (rive gauche de l'Issole à 100 m en aval du pont coté 189). Les bancs noduleux sont absents.

Ces couches qui sont coupées par une faille NW-SE dont le miroir forme la falaise rousse de la Maison des Fées, surmontent des marno-calcaires qui alternent avec des oosparites et un gros banc (5m) formé au sommet par des intrasparites fines à oncolites (*Nubecularia*), et plus bas par des oosparites (LM 1178) à rares grains de quartz et Foraminifères (*Lituolidae*, Trocholines). Les nucléus des oolites sont en général micritiques, mais on observe également

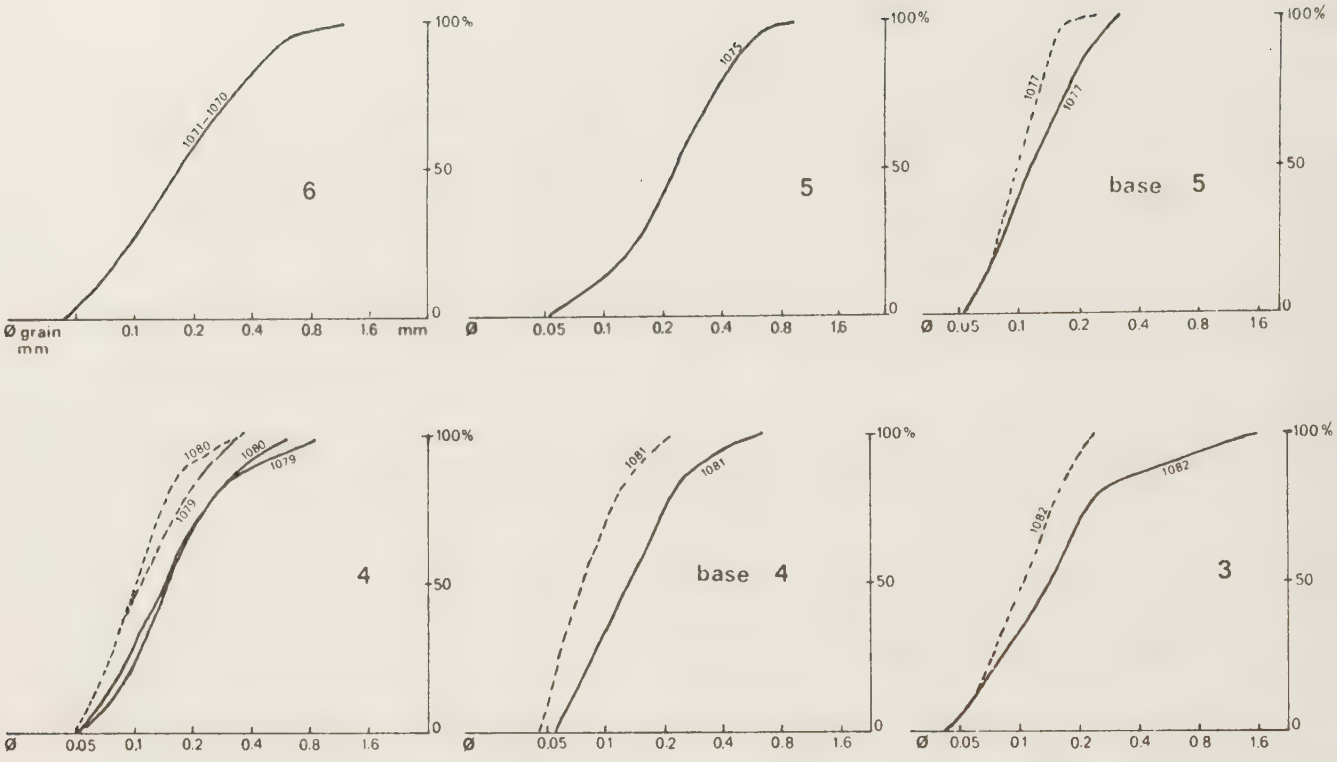


Figure 52 : Courbes granulométriques cumulatives, obtenues par mesure au microscope, de quelques échantillons de calcaires bathoniens de la coupe de Bandol (voir planche XXXIX).

N.B. Les courbes en pointillés correspondent à la granulométrie de la phase détritique quartzeuse.

2°) COUPE DU PIN DU MIDI.

Les terrains jurassiques affleurent largement dans les falaises du bord de mer entre La Madrague des Lecques (située sur le Crétacé supérieur du bassin du Beausset) et Port d'Alon (carte planche XXXVIII), mais ils sont très tectonisés et ne montrent aucune coupe continue. Un anticlinal faillé, dont la charnière se développe au Sud de la ferme du Pin du Midi, permet d'observer dans une petite crique située au Nord-Ouest du point coté 43,9 (près de la pointe des trois Fours), les couches de passage de la série marno-calcaire à *Cancellophycus* aux bancs oolitiques. La faille limite au Nord-Ouest les couches étudiées qui sont visibles sur une cinquantaine de mètres de puissance (planche XL).

1 *Petits bancs gris-bleu, à patine jaune, alternativement calcaires et marneux.* Ils sont surmontés par un premier niveau de micrite à rares grains de quartz, débris de tests, entroques et quelques oolites. La microfaune est peu abondante : arénacés, *Cristellaria* sp., Milioles, *Nubecularia* encroûtants (LM 646).

2 *Alternances de calcaire et calcaire argileux se développant de nouveau sur une dizaine de mètres de puissance, surmontées par un banc calcaire* (pelmicrite à oncolites).

3 *Même séquence se répétant une troisième fois.* Mais le faciès est plus calcaire et les grains de quartz deviennent abondants (LM 649). Au sommet, trois bancs de pelmicrite

4 *Gros bancs d'intra-biosparites beiges ou jaunes (LM 1081), toujours gréseuses.* Ils renferment des entroques abondantes (surtout des débris d'Echinides), quelques oolites, des Algues (Solénoporacées), des débris de Bryozoaires et de Polypiers et de rares Foraminifères (*Nautiloculina* sp.). Les oolites deviennent plus abondantes vers le haut (LM 1080). La microfaune est plus variée : *Hauranía* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Acervulinidae*, Trocholines. Les litages obliques, indices de courants, sont fréquents (bancs visibles près d'une maison) dans des intra-oosparites renfermant toujours des grains de quartz, des gros débris d'Echinides (radioles), des Algues et des encroûtements de Nubecularia (LM 1079). La partie supérieure passe à des dolomies grises à fantômes d'allochems.

5 *Bancs d'oosparite fine à litages obliques, devenant plus grossière vers le haut.* Les allochems sont les mêmes que dans les niveaux inférieurs, mais les grains de quartz deviennent très rares (LM 1077). Dans le banc 1075, la coexistence de grosses oolites, et de petits allochems dépourvus de couche de calcite indique un mélange de plusieurs stocks sédimentaires. A. Carozzi (1960) a montré que l'oolitisation affecte tous les allochems dont le diamètre est inférieur à une certaine valeur déterminée par la force des courants. Au sommet (LM 1073') la microfaune est plus riche : *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, *Protopénéroplis striata* WEYNSCHENK, *Pfenderina* sp., Milioles et Trocholines.

6 *Bancs de dolomies grises et d'intrasparites à oncolites* (LM 1073) *surmontés par des pelsparites* (1072) *et des intrasparudites* (1071) *dépourvues de matériel terrigène.* Les allochems comportent des intraclastes de taille variée, des débris de tests, des Foraminifères (*Nubecularia* sp., *Nautiloculina* sp., *Cristellaria* sp., *Meyendorffina bathonica*, Milioles).

Au sommet, les bancs sont irrégulièrement dolomitisés et les intrasparites fines (LM 1069) renferment de gros intraclastes isolés, quelques Codiacées, tests et Foraminifères (aux formes trouvées dans les niveaux sous-jacents, s'ajoutent *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., et *Spirillina* sp.).

7 *Bancs à patine blanche.* Ils affleurent dans la première carrière et sont formés de pelsparites (LM 1085 C) à oncolites et débris de tests ; les grains de quartz sont encore rares, mais deviennent plus nombreux dans le dernier banc qui renferme une microfaune banale (Trocholines, *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp.).

8 *Plaquettes calcaires jaunâtres ou rousses, très micacées (pelmicrites gréseuses) formant le sommet du front de taille.* Les couches sus-jacentes sont masquées par des villas. Plus loin la tranchée de la route ne laisse plus voir que des dolomies grises très altérées.

Dans cette coupe, les calcaires attribués au Bathonien supérieur (caractérisé par *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON et des *Acervulinidae)* sont épais (150 m) et dépourvus de passées marno-noduleuses. A la base, les intrasparites et oosparites renferment du matériel sableux abondant, les grains de quartz pouvant former 25 % de la roche et atteindre plusieurs millimètres de diamètre. Les marno-calcaires détritiques à radioles de *Cidaris* sous-jacentes (1), qui couronnent la série à *Cancellophycus*, sont également très chargés en quartz et muscovite et présentent un faciès très caractéristique.

La partie supérieure comporte des instrasparites sans quartz, souvent dolomitisées. Le matériel détritique, riche en muscovite est localisé au sommet dans des pelmicrites en plaquettes. Ce dernier niveau rappelle les marnes micacées calloviennes de la vallée du Gapeau.

L'étude granulométrique des bancs à ciment de calcite claire (3 à 6), montre que le matériel est toujours très bien trié, surtout dans les faciès oolitiques (niveau 5, éch.1077). La courbe correspondant aux grains de quartz est très proche de celle des allochems calcaires ce qui montre que les deux stocks ont évolué ensemble, pendant le transport par les courants. Les principaux résultats (courbes cumulatives en coordonnées semi-logarithmiques) sont données par la figure 52.

1 *Gros bancs, presque horizontaux, formés d'intrasparites sans quartz, à rares débris organiques :* tests, entroques, oncolites d'Algues (Codiacées), Foraminifères (Trocholines, Milioles, *Haurania* sp., *Acervulinidae).* Le ciment est souvent finement cristallisé et un peu dolomitisé (LM 639 et 640). La partie supérieure des bancs montre des niveaux à chondrites entrelacées.

2 *Bancs de teinte beige et séparés par des joints noduleux jaunes.* Ce sont des biomicrites à Bryozoaires entiers et non remaniés, à oncolites, tests fibreux et tests fins (LM 641). Un banc plus tendre, très érodé par les embruns, permet de récolter de nombreux fossiles: Lamellibranches, Brachiopodes, petites colonies de Bryozoaires branchues, Polypiers *(Anabacia* sp.) et Gastéropodes. Des Ammonites : *Delecticeras delectum* ARKELL, *D.legayi* SAUV. et RIG., *Oecotraustes serrigerus* WAAGEN., *Perisphinctes* cf. *detortus* de GROSS. indiquent un âge bathonien supérieur (partie supérieure de la zone à Retrocostatum). Ce niveau est formé (LM 642) par des biomicrites à oncolites et montre des sections des organismes précités et quelques Foraminifères. La surface supérieure des tests est souvent encroûtée par des Cyanophycées fixées.

3 *Petits bancs surmontant le niveau fossilifère formés de biopelmicrites renfermant les mêmes allochems, mais de plus petite taille.*

4 *Banc de pelsparite* (oncolites, entroques, débris de tests). Il renferme de nombreux Foraminifères : petits arénacés, *Lituolidae, Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et Trocholines. Il est surmonté par des intrasparites (LM 645) qui comportent, avec les mêmes allochems et des intraclastes, de petits grains de quartz.

Les niveaux plus élevés ne sont pas visibles, car les couches (4) sont en contact par une faille inclinée vers le Nord, avec les marno-calcaires à *Cancellophycus* de l'anticlinal du Pin du Midi. Elles semblent se placer à la partie moyenne de la formation calcaire.

b) Une deuxième coupe a été étudiée plus à l'Ouest, dans une crique d'accès difficile, située au Sud de la colline 154,2 du Pigeonnier, au point de coordonnées x=872,400 y=100,540. Les couches présentent un fort pendage vers le Sud et surmontent des bancs dolomitisés qui affleurent dans des falaises ; elles sont en contact vers le Sud avec des dolomies portlandiennes à intercalations de brèches à éléments noirs, visibles au-dessus du sentier longeant le rivage (coupe figure 54).

1 *Bio-intrasparites à petits allochems* (LM 461') : intraclastes de micrite, oncolites, fragments de tests et Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.). Des terriers sont remplis par le matériel riche en quartz qui forme les bancs sus-jacents. Le sommet de cette couche montre aussi des encroûtements ferrugineux.

2 *Bancs de teinte jaune renfermant des tests souvent encroûtés par des Cyanophycées.* Ils sont formés par des biomicrites gréseuses (quartz, muscovite), avec quelques grains de glauconie, des oncolites, des entroques, des tests fins et des *Nubecularia* (LM 464). Au sommet, un gros banc fossilifère (Térébratules, Polypiers dont *Anabacia* sp.) renferme des petits oncoïdes de Cyanophycées, qui se présentent comme des nodules bruns de 3 à 10 cm de diamètre. Une lame mince (461 A) montre des gros oncolites, encroûtés par des Balanes, des Annélides et des *Nubecularia.* Le reste de la roche est formé de biopelmicrite gréseuse, à rares grains de glauconie, entroques, tests, Bryozoaires, intraclastes encroûtés (micrite, oomicrite, sparite) et quelques oolites (l'une d'elle renferme un fragment d'*Acervulinidae).* Ces derniers allochems indiquent des remaniements de niveaux plus anciens (LM 461).

3 *Calcaires argileux gréseux micacés gris.* Cette formation plus tendre affleure dans un couloir qui permet d'accéder au rivage.

4 *Intrasparites à gros grains de quartz, paillettes de muscovite, fragments de tests et Foraminifères arénacés* (LM 463). La partie supérieure est dolomitisée au voisinage d'une faille importante qui met ces couches en contact avec les dolomies portlandiennes et des conglomérats oligocènes, disloqués dans la brèche tectonique.

jaune détritique renferment des paillettes de muscovite.

4 *Banc massif, mais plus tendre, de calcaire argileux gris foncé à grains de quartz.* Il forme la base de la falaise qui borde la crique au Sud.

5 *Gros bancs jaunes, puis ensemble massif d'aspect gréseux.* Ce sont des pelmicrites à grains de quartz renfermant des tests, des radioles d'Oursins (*Cidaris*) et des Ammonites malheureusement impossibles à dégager. A la partie supérieure (LM 654), les gros allochems sont plus nombreux : intraclastes (micrite, biomicrite, intrasparite), fragments de tests, oolites et débris de Bryozoaires. Mais le ciment reste micritique. Cette roche montre le mélange du matériel constituant les bancs sous-jacents (pelmicrite) avec des allochems et des éléments détritiques analogues à ceux qui ont été rencontrés dans la partie inférieure de la coupe de Bandol.

6 *Bancs à patine blanche formés à la base par des pelmicrites, puis plus haut par des intra-oosparites* (LM 654'). Ces dernières renferment de gros grains de quartz, des oolites, des entroques et des fragments de tests. Mais ces couches sont cassées par un faisceau de failles bien visible à la pointe des Trois Fours (grande masse de brèche).

Les faciès gréseux, renferment des oolites et des intraclastes isolés qui ne semblent pas s'être formés sur place mais avoir été transportés depuis un secteur à sédimentation calcaire (du type organogène ou oolitique). Il est possible que ces niveaux correspondent ainsi, au moins en partie, aux couches de base de la coupe de Bandol ; les faciès d'intrasparites et d'oosparites disparaîtraient vers le Nord, comme dans la vallée du Gapeau.

3°) COUPES DE LA POINTE FAUCONNIERE.

Les horizons du Bathonien supérieur affleurent en bordure de la mer, entre la pointe Fauconnière formée par les couches de base dolomitisées du sous-étage, et la crique du Pin du Midi. Mais on observe seulement des successions partielles difficiles à raccorder.

a) Une première coupe a été étudiée dans les falaises au Sud-Ouest de la ferme du Pin du Midi, au point de coordonnées x=872,660 y=100,36. Les bancs visibles ont une puissance totale de 14 m (figure 53).

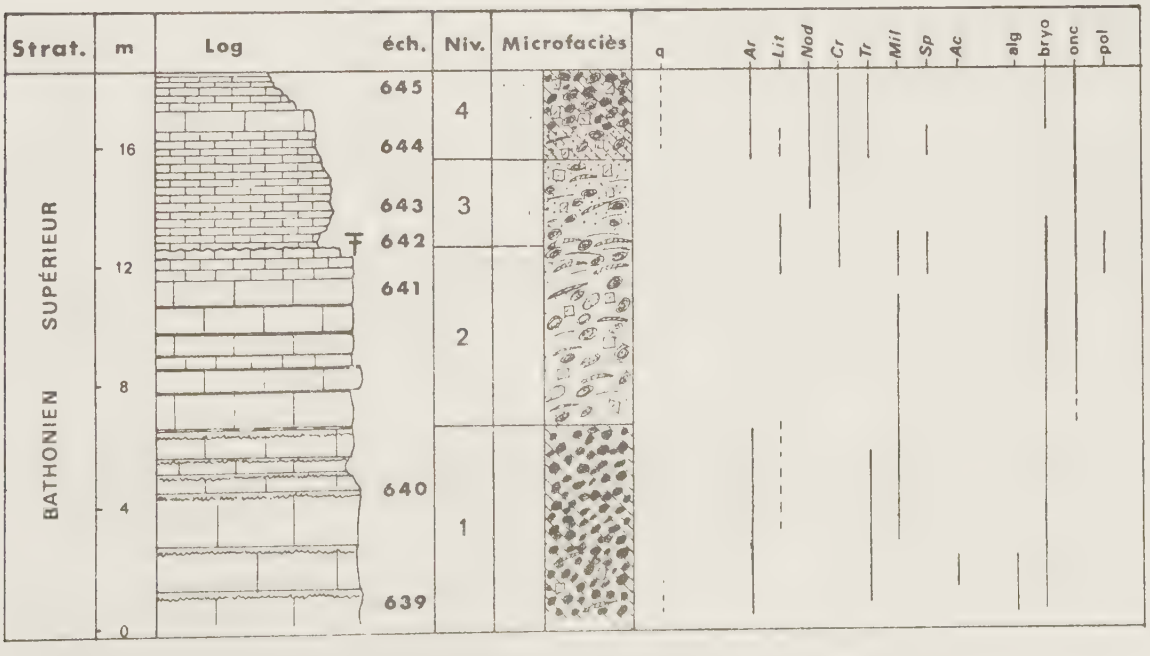


Figure 53 : Détail des bancs fossilifères du Bathonien supérieur à l'Est de la pointe Fauconnière (coupe a).

C - BORDURE SEPTENTRIONALE DU BASSIN PROVENCAL

La bordure septentrionale du bassin provençal est caractérisée au Jurassique moyen par l'apparition de plusieurs niveaux à faciès calcaréo-dolomitiques dont la répartition verticale et horizontale très irrégulière ne permet pas de corrélations lithologiques entre les divers secteurs.

Les calcaires (biomicrites, intrasparites et oosparites) apparaissent principalement au Bajocien et au Bathonien supérieur. Le Callovien est beaucoup plus varié : marneux à l'Ouest, il devient calcaire, puis dolomitique vers l'Est où il est très difficile de le séparer du Jurassique supérieur également dolomitique.

Ces passages latéraux seront étudiés dans deux régions où ils sont particulièrement nets :

- à l'Est dans la vallée de l'Issole (Carcès) et de la Bresque (Entrecasteaux) les calcaires se développent au Bajocien ;
- à l'Ouest, les successions stratigraphiques de l'anticlinal de Ste-Victoire permettent de suivre l'extension des calcaires et dolomies du Bathonien supérieur vers l'Est, aux environs de Rians (C. Tempier, 1963, 1965).

A l'extrémité orientale des affleurements jurassiques, entre le Luc et le Thoronet, les calcaires des bordures méridionale et septentrionale du bassin provençal se raccordent, ce qui montre que ce dernier ne devait pas se prolonger très loin vers l'Est (figure 38).

I - Région de Carcès - Entrecasteaux

Deux coupes seront décrites, la première au Sud de Carcès, la deuxième au Nord d'Entrecasteaux, dans la vallée de la Bresque.

1°) COUPE DE CARCES.

L'unité jurassique du Bois de Dames, qui chevauche vers le Sud la bauxite et le Valdonnien gréseux du synclinal de Vins - Le Thoronet, est recoupée par la route D 13 en bordure du lac artificiel de Carcès. Les couches médio-jurassiques sont renversées vers le Sud, et sont surmontées par les calcaires du Jurassique inférieur qui ont été décrits p.82. Toutefois la base de la série n'affleure pas, d'où son étude plus au Nord sur le flanc méridional du mont Gibelly, au point de coordonnées x=913,600 y=135,860. L'ensemble est donné par la figure 55.

1 *Gros bancs subverticaux à chailles, se rattachant à l'Aalénien, suivis par des niveaux noduleux de biomicrite à oncolites* (LM 1358), entroques, débris de tests et *Nubecularia*.

2 *Banc de calcaire argileux à nodules de limonite et petits oncolites*. Il se termine par un *hard-ground*. Le faciès est celui du Bajocien inférieur.

3 *Lit marneux gris supportant un gros banc gris foncé à patine jaune renfermant des chailles*. Ce dernier est formé par des biopelsparites dolomitiques où seuls sont visibles des petits grains de quartz, des pellets et des petits débris de tests et de Crinoïdes (LM 1360). Il est surmonté par environ 1 m de calcaire argileux dolomitique de même teinte (petits débris de tests) qui renferme quelques petites chailles. Il n'y a pas de *hard-ground* au sommet.

4 *Alternances de calcaires argileux et de marnes beiges rapidement recouverts par les eaux du barrage*. Elles forment la base de la série à *Cancellophycus*.

Figure 54 : Détail des couches attribuées au Callovien à l'Est de la pointe Fauconnière ; F : faille.

Les formations étudiées dans cette coupe sont situées statigraphiquement au sommet du complexe calcaréo-dolomitique bathonien de la pointe Fauconnière. Elles semblent se rattacher au sommet de cet étage et à la base du Callovien (niveau marno-détritique). Les faciès ressemblent d'ailleurs beaucoup à ceux qui ont été décrits dans la vallée du Gapeau à Truébis. Au contraire, une attribution de ces bancs aux horizons détritiques de base du Bathonien serait peu vraisemblable car ces derniers affleurent (calcaires gréseux jaunes à rares allochems) au Nord de la pointe Fauconnière, dans les falaises très délitées situées sous la cote 154,2 ; l'ensemble est monoclinal à pendage sud.

4°) CONCLUSION.

Dans la région de Bandol, la série marno-calcaire à *Cancellophycus* est peu puissante (200 m) et se charge de grains de quartz au sommet. Elle est attribuée au Bajocien supérieur et au Bathonien inférieur. Les calcaires sont épais (150 m), souvent dolomitisés et représentent le Bathonien supérieur (zone à Retrocostatum). La base est gréseuse ; le sommet est au contraire exclusivement organogène.

Des couches calcaires à grains de quartz et paillettes de muscovite le plus souvent dolomitisées, surmontées par des calcaires également dolomitiques, peuvent être attribuées au Callovien, mais sans preuves paléontologiques. Les analogies de faciès avec la région de Méounes, située à 40 km au Nord-Est, ne constituent pas un argument suffisant. L'abondance du matériel détritique par rapport aux coupes vues plus au Nord, *indique la proximité de terres émergées situées vers le Sud.*

9-10 *Calcaires argileux en plaquettes comportant trois petits bancs d'intrasparudite* (tranchée de la route). Ces derniers (LM 1355) renferment des petits quartz, des intraclastes, (micrite, oosparite), des débris de tests, des oolites, des oncolites (Codiacées) des fragments de Polypiers et de Bryozoaires et des Foraminifères (Milioles, Trocholines, *Pfenderina* sp., *Kurnubia* sp.).

11-12 *Gros bancs de micrite ou de pelmicrite formant un relief entaillé par la route* ; ils sont séparés par des marnes schisteuses beiges.
Les couches sont ensuite masquées au niveau d'un petit vallon.

13 *Oosparites blanches à grains de quartz, affleurant près du carrefour de la D 24.* Elles surmontent directement (en succession inverse) la bauxite.

La série marno-calcaire à *Cancellophycus*, dont la puissance totale ne dépasse pas 150 m, surmonte des bancs calcaréo-dolomitiques à chailles (*1* à *3*) (Bajocien inférieur). A environ 30 m de la base, s'intercalent les bancs d'oomicrites qui résultent du mélange d'un matériel transporté par des courants (oolites, grains de quartz, Foraminifères littoraux, montrant l'association habituelle des oosparites) avec les boues calcaréo-marneuses autochtones. Cette formation est difficile à situer stratigraphiquement en l'absence de fossiles, mais se place approximativement dans le Bajocien supérieur.

La partie inférieure du Bathonien reste calcaréo-marneuse (*7*). Plus haut, quelques minces passées d'intrasparudite, renfermant des organismes littoraux remaniés, annonce les oosparites supérieures (*13*) qui correspondent aux calcaires oolitiques de Peygros et du Pilon St-Clément.

Ces intercalations calcaires vont se développer vers le Nord et envahir progressivement la série à *Cancellophycus*.

2°) COUPE D'ENTRECASTEAUX.

Le Jurassique moyen affleure au Nord du village d'Entrecasteaux, situé presque au centre d'un synclinal cassé par quelques failles peu importantes. La succession a été levée le long de la route de Salernes (D 13), sur le versant sud-est de la colline de Val-Belle, à la suite de l'Aalénien étudié p.84 . L'ensemble de la série est représenté sur la figure 56, tandis que la planche XLII donne le détail de l'Aalénien et du Bajocien.

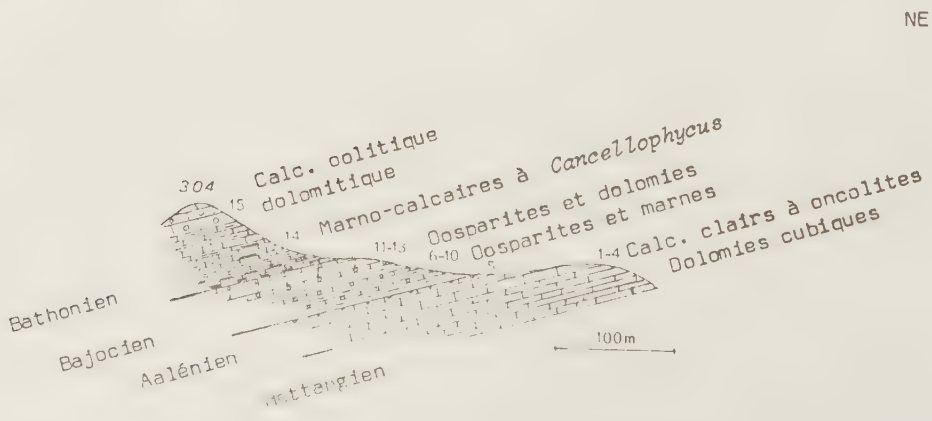


Figure 56 : Coupe générale du Jurassique au Nord d'Entrecasteaux.

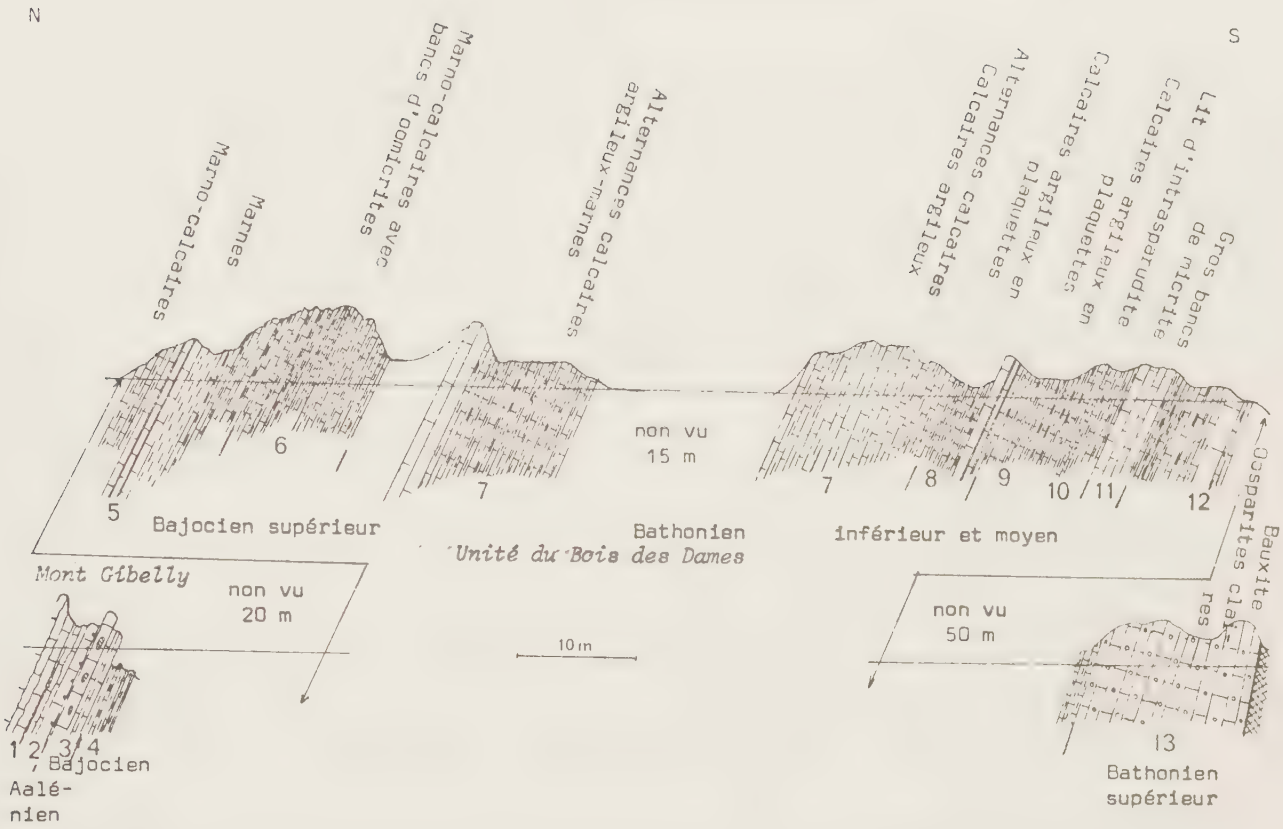


Figure 55 : Coupe du Jurassique moyen en bordure du lac de Carcès (route D 13).

Ces niveaux sont masqués par des éboulis dans la coupe de l'unité du Bois des Dames, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur ; le lever est de nouveau possible à partir du point de coordonnées x=912,600 y=134,920.

5 *Alternances de calcaires et de calcaires argileux*. Elles sont irrégulières, avec des bancs durs et des passées entièrement marneuses.

6 *Alternances de calcaires argileux gris un peu micacés et de bancs microbréchiques gris-beige (15 m)*. Le détail de cette formation particulière est donné par la planche XLI. Vers la base, plusieurs gros bancs "ravinent" très légèrement les marnes sous-jacentes. Mais il n'y a pas de *graded-bedding* ni de laminations. Ces bancs renferment parfois des intraclastes ou des lentilles aplaties de micrite argileuse et sont le plus souvent formés d'oomicrite grise (le ciment est finement cristallin), qui renferme des grains de quartz pouvant atteindre 2 mm de diamètre, des oolites (nucléus formé de micrite, et plus rarement de calcite cristallisée ou de débris organiques), des gros fragments de tests et de Bryozoaires, enfin des Foraminifères (*Ammobaculites* sp., *Kurnubia* sp., *Pfenderina* sp.). Il n'y a pas de structures nettes; mais les fragments de tests sont le plus souvent rangés parallèlement à la stratification (LM 1353).
On observe également des lentilles isolées d'oomicrites dans les marno-calcaires. Vers le haut, les bancs calcaires deviennent plus minces, mais sont toujours formés d'oomicrites (LM 1354).

7 *Alternances irrégulières de calcaires et de calcaires argileux*. Des intercalations pouvant atteindre 10 m de puissance de calcaires argileux en plaquettes et des gros bancs plus durs sont bien visibles au-delà d'une zone dépourvue d'affleurements.

8 *Calcaires argileux en plaquettes, suivis par des gros bancs de micrite, séparés par des joints en plaquettes.*

Les niveaux plus récents sont inconnus car ils ont été enlevés par l'érosion dans le synclinal d'Entrecasteaux.

3°) VARIATIONS LATERALES DE FACIES DU JURASSIQUE MOYEN ENTRE CARCES ET SALERNES.

Cette région montre le passage des faciès calcaréo-marneux du bassin provençal, qui existent encore vers Brignoles, aux séries dolomitiques du haut-fond du moyen Verdon qui se développent au Nord de Salernes. Mais les affleurements sont rares et le plus souvent très mauvais, aussi une étude complète demanderait un nouveau lever cartographique.

a) COUPE DU DEFILE DE LA BOUISSIERE.

Ce site géologique célèbre a été décrit par Ph. Zurcher (1891) et M. Bertrand (1891), et plus récemment par G. Mennessier (1959). Sous la série en recouvrement tectonique de la montagne du Serre, le bord méridional redressé du synclinal de Salernes est affecté par un repli anticlinal dont la charnière est constituée par les calcaires clairs à chailles plus ou moins dolomitisés de l'Aalénien. Le flanc nord de ce repli est faillé ; par contre, le flanc sud, bien que très tectonisé, permet d'observer une coupe assez continue dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée, au-dessus du pont où la D 31 franchit la Bresque (figure 57).

Figure 57 : Coupe de la base du Dogger le long de la tranchée de la voie ferrée dans le défilé de la Bouissière.

1 *Calcaires dolomitiques beiges ou rosés, très massifs.* Ils sont au Nord en contact tectonique avec des pelmicrites beiges (Bajocien ?)., ils montrent par place des vestiges d'allochems : oncolites (Cyanophycées), fragments de tests et de Bryozoaires, Scaphopodes (889).

2 *Calcaires moins dolomitiques, renfermant des chailles.* Ils contiennent (890) des oncolites, des débris de Polypiers et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Nubecularia* sp.). Ces biomicrites passent au sommet (891) à des intrasparites à oncolites et gros fragments de Polypiers et de Stromatopores. Le sommet est plan, mais enduit de limonite.

3 *Bancs un peu irréguliers (1,50 m) formés de biomicrite à oolites ferrugineuses* (892 et 893). Ils sont fossilifères 20 m plus bas, au bord de la route (zone à Sauzei).

1-4 *Calcaires plus ou moins dolomitiques.* Ils reposent sur les dolomies à débit cubique hettangiennes et représentent l'Aalénien.

5 *Bancs de calcaire argileux, micrites grises et jaunes et lit de biomicrite ferrugineuse.* Ce dernier renferme des petits nodules phosphatés et se termine par un *hard-ground* fossilifère (zone à Sowerbyi).

6 *Alternances irrégulières de calcaires argileux gris et de marnes de même couleur bien visibles au bord de la route.*

7 *Mêmes marnes coupées de bancs de pelmicrite et d'intrasparites, jaunes ou beiges* (1373).

8 *Marnes grises très tendres, plus homogènes.*

9 *Bancs d'intrasparites jaunes assez épais* (LM 1374). Les allochems sont petits (0,3 mm) : intraclastes très abondants (micrite et très rarement oosparite) associés à des petits grains de quartz, des entroques, des débris de tests et des oolites entières ou fragmentées. La microfaune est pauvre : formes arénacées, *Lituolidae (Pseudocyclamina* sp.), *Cristellaria* sp., *Protopeneroplis* sp.

10 *Alternances de marnes grises et de bancs d'intrasparites jaunes.* Ces derniers sont plus épais vers le haut.

11 *Gros bancs d'intrasparites beiges* (LM 1376). Les oolites sont plus fréquentes, ainsi que les fragments de tests. Ces derniers sont rangés parallèlement aux plans de stratification. Plus au Sud, au-delà d'une petite carrière, les affleurements sont localement masqués par des éboulis consolidés (notés sur la feuille Draguignan 1/50.000).

12 *Gros bancs faiblement inclinés vers le Sud, formés de dolomies grises cristallines à fantômes d'allochems.* Ces dolomies passent au sommet à des oosparites fines (1377) terminées par une surface ferrugineuse.

13 *Gros bancs de dolomies grises cristallines, surmontés par des intrasparites* (LM 1378) Ces dernières renferment des petits grains de quartz avec accroissements secondaires, des intraclastes de micrite, des oolites et des débris variés (tests, Crinoïdes, Algues, Bryozoaires) la microfaune reste pauvre : *Lituolidae, Pfenderina* sp., *Trocholines.*

Le dernier banc, qui se termine également par une surface ferrugineuse très plane et dépourvue de perforations, est formé d'oosparite (LM 1379) fine, à petits quartz, Les oolites montrent souvent une couche sombre (limonite et oxyde de fer). On observe également des intraclastes, des entroques et des débris de tests. La microfaune varie peu : petites faunes arénacées, *Optalminidae, Cristellaria* sp., *Pfenderina* sp., *Kurnubia* sp. et Trocholines.

14 *Alternances de calcaires gris-bleuté et de calcaires argileux noduleux à Cancellophycus et Entolium valauryense* LANQU., entaillés par un petit ravin. L'épaisseur totale ne dépasse pas 70 m (cette formation n'est pas représentée sur la planche XLII).

15 *Calcaires dolomitiques et dolomies à vestiges de texture oolitiques.* Ils forment la cote 304, située au-dessus du chemin charretier qui va d'Entrecasteaux au château de Rifforand.

Cette coupe montre, au-dessus de l'Aalénien, un niveau ferrugineux (5) avec quelques oolites "limoniteuses", qui a fourni à Ph. Zurcher *Sonninia zurcheri* DOUV. (A. Lanquine, 1929, p.258) et qui est attribuable à la zone à Sowerbyi, extrême base du Bajocien. Les alternances de marnes et de calcaires (bancs 5 et 10) renferment des faunes de la zone à Sauzei : *Otoites sauzei* d'ORB., *Emileia brocchii* SOW., *E. polyschides* WAAGEN.

La formation calcaréo-dolomitique (11 - 13) peut se placer dans le Bajocien moyen et supérieur. Elle peut donc correspondre aux bancs d'oomicrites qui s'intercalent dans la série calcaréo-marneuse dans la coupe de Carcès.

Seule une partie du Bathonien montre encore, sur une faible puissance, des alternances rythmiques calcaire - calcaire argileux. Très vite se développent des faciès calcaréo-dolomitiques à texture oolitique pouvant représenter un équivalent des oosparites de Peygros.

Cette coupe montre les affleurements les plus orientaux des marno-calcaires bajociens. Ces particularités ont été très mal traduites sur la feuille Draguignan 1/50.000 (1959) : le Bajocien inférieur marneux n'a pas été séparé du Lias à Entrecasteaux ; il a été noté avec la teinte du Bathonien supérieur au défilé de la Bouissière et avec celle du Bathonien inférieur - Bajocien supérieur à la Haute-Maure et à l'Ouest du Babadié.

Les calcaires correspondent aux intrasparites du Bajocien supérieur d'Entrecasteaux ; il est peu probable que le Bathonien supérieur soit représenté dans ce secteur. Un nouvel examen très complet de cette région serait nécessaire pour préciser l'extension latérale exacte de ces diverses formations.

c) ENTRE SALERNES ET COTIGNAC.

Il n'a pas été possible de suivre tous les affleurements dans cette région boisée. La série en recouvrement de la montagne du Serre ne montre apparemment aucune trace de la série marno-calcaire. Par contre, A. Lanquine (1929 : p.260) signale que sous la chapelle de la Croix Sollies, les calcaires aaléniens supportent directement un banc ferrugineux du Bajocien inférieur qui est surmonté par des calcaires roux à *Stephanoceras humphriesianum* SOW. et *Cadomites* cf. *bigoti* MUN.CH. du Bajocien supérieur. Les marno-calcaires à *Cancellophycus* se placent au-dessus de cet ensemble et doivent donc être rapprochés du niveau *14* de la coupe d'Entrecasteaux. Mais des incertitudes subsistent dans ce secteur à structure complexe.

Vers l'Ouest, les calcaires bajociens reposent sur des assises aaléniennes de même faciès et supportent à leur tour les marno-calcaires à *Cancellophycus* qui s'épaississent rapidement en direction de Cotignac. Mais les assises oolitiques du Bathonien supérieur ont disparu au Nord du village. On observe seulement en bordure de la D 22 quelques bancs de pelmicrite à patine blanche et un niveau d'intra-oosparite fine (1389), supportant directement des dolomies grises cristallines très massives.

4°) CONCLUSION

Dans la partie orientale de la bordure septentrionale du bassin provençal, le Jurassique moyen comprend de bas en haut cinq formations.

a) Sur les calcaires aaléniens, un *banc ferrugineux fossilifère* correspond au Bajocien inférieur ; la zone à SOWERBYI est seule présente à Entrecasteaux, ailleurs ce niveau comprend également la zone à SAUZEI. Vers Salernes apparaissent des bancs à oolites ferrugineuses.

b) *Une première formation marno-calcaire* se développe au Bajocien inférieur dans un secteur restreint dont la limite passe par Salernes, La Haute-Maure, Les Salgues, Mentonne, Entrecasteaux (figure 59). Elle représente surtout la zone à *Sauzei* et correspond à l'extrême base de la série à *Cancellophycus* du bassin provençal (ou au *hard-ground*).

c) Au-dessus se place une formation calcaréo-dolomitique (intrasparites et oosparites) qui envahit irrégulièrement les couches supérieures du Bajocien. Vers l'Ouest, elle est directement superposée au niveau (a).

d) La deuxième formation marno-calcaire à *Cancellophycus* disparaît plus rapidement vers le Nord que la première, par passage latéral à des intrasparites dolomitisées (comme le montre la présence de minces lits d'oosparites dans la coupe de Carcès). Au Nord ces couches,

4 *Marnes grises (5 m).*

5 *Bancs de pelmicrite beige ou rosée, pratiquement dépourvus de débris organiques, séparés par des lits de calcaires argileux.*

6 *Intrasparites dolomitiques beiges ou jaunes (1380) très plissées.* Au bord de la route, au Sud du pont, on observe des oosparites à entroques (1382). Ces couches, séparées du niveau *5* par une faille, peuvent être attribuées par analogie avec la coupe d'Entrecasteaux, à la partie supérieure du Bajocien.

On n'observe pas ici les niveaux plus récents. Sur le flanc nord du repli anticlinal, les marno-calcaires (*4 - 5*) supportent directement des calcaires jaunâtres, dolomitiques assez épais : la série à *Cancellophycus* ne semble pas exister.

Les bancs *1* et *2* représentent l'Aalénien, *3 - 5* le Bajocien inférieur et *6* le Bajocien supérieur. Cette dernière formation est difficile à séparer du Bathonien, également calcaréo-dolomitique.

b) COUPE DE LA HAUTE MAURE.

Une petite succession montrant les mêmes formations a été examinée plus à l'Est, dans la série chevauchante de Salernes, au Nord-Ouest de la Haute Maure où cette unité est décrochée par un accident important orienté Nord-Sud (faille des Sargles), à l'Ouest duquel on observe des bancs jurassiques faiblement inclinés vers l'Ouest (figure 58).

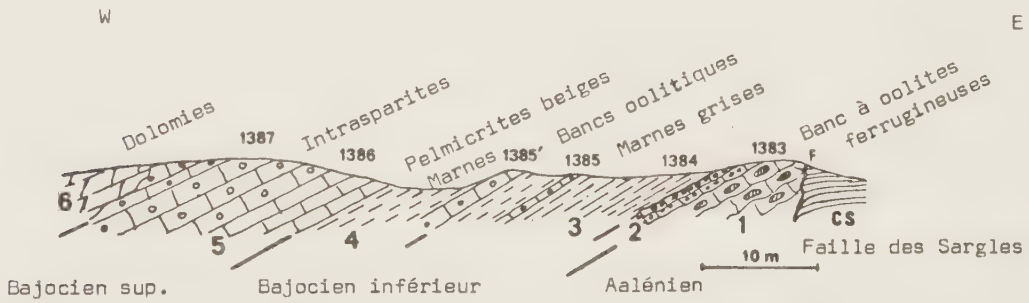


Figure 58 : Coupe du Bajocien au Nord-Ouest de la Haute Maure.

1 *Calcaires dolomitiques à chailles, très disloqués* (Aalénien).

2 *Bancs de biomicrites à oolites ferrugineuses très abondantes.* Ils correspondent au niveau (*3*) de la Bouissière (Bajocien inférieur).

3 *Marnes grises affleurant mal (10 m).* Elles contiennent des petits bancs calcaires et renferment des gros Spongiaires plats. A la partie supérieure apparaissent des passées d'oosparite (1385).

4 *Banc (1 m) de pelmicrite (1385') surmonté par des calcaires argileux peu visibles (10 m).*

5 *Pelmicrites (1386) puis gros bancs d'intrasparites formant un léger relief* (LM 1387). Ces derniers renferment des petits quartz, des intraclastes (micrite et pelmicrite), des oolites, des débris de tests, des fragments variés (Echinides, Bryozoaires) et des Codiacées. La microfaune est pauvre (*Lituolidae, Pfenderina* sp., *Kurnubia* sp.).

6 *Dolomies grises cristallines* envahissant irrégulièrement les calcaires sous-jacents.

Il est certain que ces diverses formations ne constituent pas des repères stratigraphiques et que leurs limites sont généralement obliques sur les isochrones. La figure 60 montre la position et l'extension de ces divers faciès. Dans ce schéma les limites parallèles à la stratification sont conventionnelles et ne correspondent pas nécessairement à des isochrones.

La carte de la figure 59 montre les limites d'extension des deux formations marno-calcaires, ainsi que des intrasparites dolomitiques du Bajocien supérieur. L'emplacement des coupes étudiées a également été noté. L'érosion antérieure au Crétacé supérieur empêche de préciser le faciès et l'extension du Crétacé supérieur.

II - Unité de Sainte-Victoire

La partie occidentale de l'unité de Ste-Victoire montre des séries médiojurassiques exclusivement marneuses ou marno-calcaires qui se rattachent à la partie centrale du bassin provençal. Mais vers l'Est, des intercalations calcaires se développent, principalement au Bathonien supérieur et au Callovien.

1°) COUPE DE CLAPS.

Le flanc méridional de la structure de Ste-Victoire présente une série jurassique complète, mais dont certains termes sont malheureusement masqués par des éboulis. Aussi, la succession (figure 61) a-t-elle été établie à partir de tronçons levés en divers points situés à l'Est et au Sud du hameau de Claps, à 15 km à l'Est d'Aix.

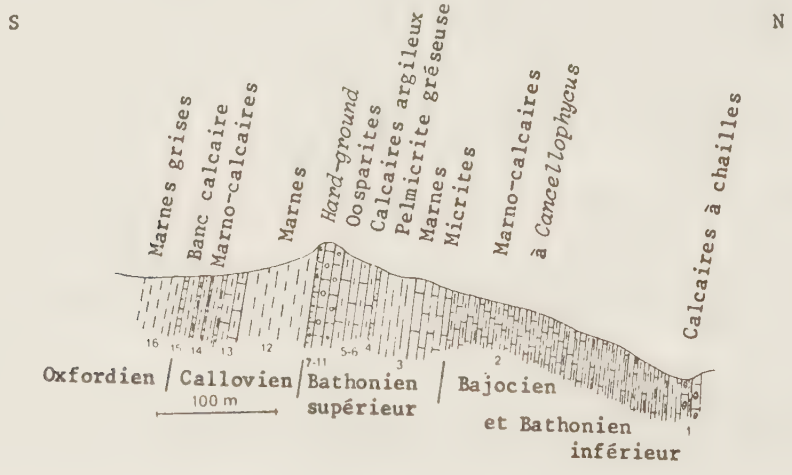


Figure 61 : Coupe du Jurassique moyen au Sud de Claps.

1 *Niveau de biopelmicrites à chailles de teinte brune (20 m).* Il affleure au Sud-Ouest du hameau, dans un ravin (coupe du Jurassique inférieur, figure 35) et il est surmonté par des marno-calcaires gris avec lits de biomicrites à entroques, affleurant mal.

2 *Alternances rythmiques de calcaires noirs et de calcaires argileux schisteux à Cancellophycus* (200 m). La partie supérieure est plus calcaire.
La suite de la série, qui a été levée au Sud de Claps, le long d'un sentier, est donnée par la planche XLIII.
Le sommet de ces bancs calcaires (LM 101) est formé de pelmicrites, renfermant quelques grains de quartz et de glauconie, des tests fins "longs et flexueux", ainsi que quelques

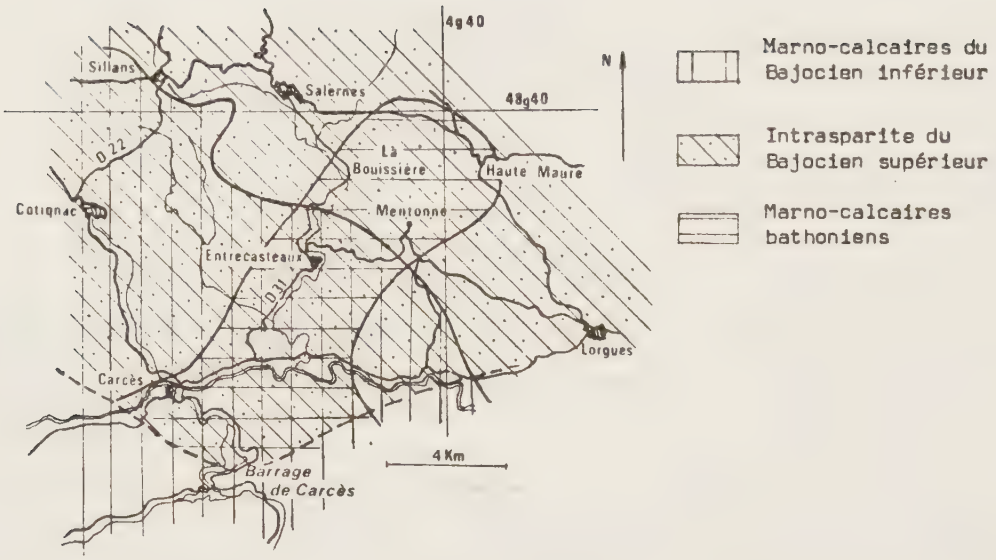


Figure 59 : Extension des principales formations du Jurassique moyen entre Carcès et Salernes (voir fig. 60).

entièrement dolomitisées, ont été enlevées par l'érosion avant le dépôt du Crétacé supérieur continental.

e) La série est couronnée par des calcaires oolitiques, irrégulièrement dolomitisés, qui n'existent qu'au Sud d'Entrecasteaux.

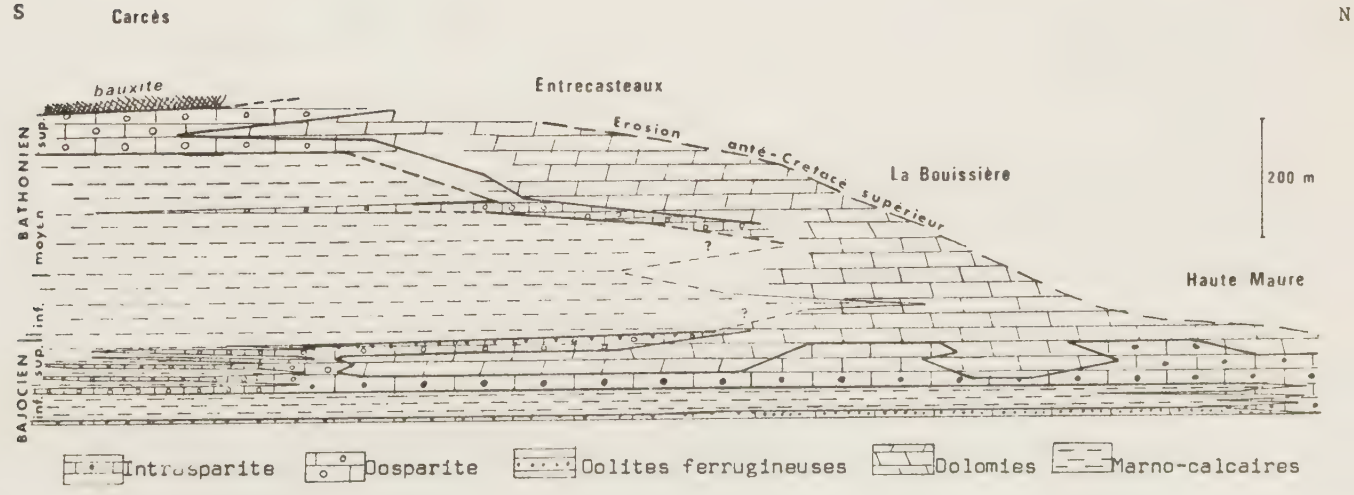


Figure 60 : Répartition des faciès du Jurassique moyen entre Carcès et Salernes.

Verneuilinidae, Trocholines, ainsi que des débris de *Polygonella* sp. Dans les derniers bancs, les quartz sont automorphes ; ce sont des grains détritiques avec d'importants accroissements secondaires.

11 *Banc d'intrasparites fines, coupé par des joints secondaires ondulés.* Il se termine par un *hard-ground* avec des perforations et des encroûtements "limoniteux". Les mêmes caractères se retrouvent plus à l'Ouest, sur le sentier situé au Sud de Claps, où a été levée la coupe de la base (LM 123).

12 *Marnes gris-bleuté.* Elles affleurent surtout au Nord de la route, dans de petits ravins, Elles renferment 50 à 60 % de CO_3Ca et sont coupées par des petits bancs de calcaire argileux gris, plus fréquents à la base. La puissance ne dépasse pas 50 m. Des faunes du Callovien inférieur (zone à Macrocephalus) ont été signalées vers la base (L. Collot, 1880 ; G. Corroy, 1957), mais n'ont pas été révisées.

13 *Marnes grises ou beiges alternant avec des calcaires argileux noduleux blanchâtres* (micrites à tests fins). Ils renferment des faunes du Callovien moyen. La puissance est de 30 m.

14 *Intercalations marneuses devenant plus importantes.* Elles renferment des Ammonites ferrugineuses (surtout *Phylloceratidae*). Ces bancs sont bien visibles, bien que très plissés, dans le ravin situé sous les lacets du col coté 630,9.

15 *Banc de micrite* (2 m). Il renferme uniquement de très petits débris de tests et des spicules (LM 112) et porte au sommet de très nombreux *Cancellophycus*. Ces organismes ne se retrouvent plus dans les couches plus récentes.

16 *Marnes gris bleuté affleurant très mal.* Les faunes du Callovien terminal (zone à Lamberti) n'ont pas été retrouvées et semblent manquer.

Cette coupe comporte une succession surtout marno-calcaire complète, encore puissante (300 m), où les faciès calcaréo-dolomitiques se développent uniquement au Bathonien supérieur (âge confirmé par la microfaune à *Meyendorffina bathonica* et *Acervulinidae*), et à la base du Bajocien. Le Callovien reste marneux, comme à l'Ouest de Vauvenargues, mais sa puissance est beaucoup plus faible (100 à 150 m au lieu de 350 m). Cette réduction d'épaisseur affecte surtout les niveaux marneux.

Les calcaires du Bathonien supérieur sont entièrement formés par des intrasparites fines, dont les allochems ont un diamètre de 0,1 à 0,3 mm. Ils renferment toujours des grains de quartz, qui sont également très fréquents dans les petits lits de pelmicrites gréseuses du niveau (4).

2°) VARIATIONS LATERALES DE FACIES DU JURASSIQUE MOYEN ENTRE VAUVENARGUES ET RIANS.

A l'Ouest de Claps, les calcaires terminaux du Bathonien s'effilent rapidement et disparaissent à environ 2 km au-delà de Vauvenargues. Au Nord-Est de Cabassols, le ravin qui est situé sous la cote 426 montre, au-dessus des bancs calcaréo-marneux un peu noduleux, très redressés, une dizaine de mètres de marnes grises coupées de bancs plus calcaires. Ces marnes sont surmontées par environ 3 m de pelsparites à petits quartz (avec accroissements secondaires), feldspaths authigènes (albite), intraclastes, très rares oolites (LM 2091) et petits Foraminifères (*Verneuilinidae*, Miliolés). Ces bancs sont particulièrement nets au point de coordonnées x=862,750 y=144,650. Ils sont en contact par faille avec les marnes calloviennes.

Encore plus à l'Ouest, dans la coupe des Reynauds, ces calcaires du Bathonien supérieur se réduisent à un petit lit épais de 5 cm d'intrasparite fine à tests fins, légèrement granoclassée (LM 298), à Trocholines, Miliolés, etc..., décrit page 152.

Vers l'Est, la succession observée dans le flanc inverse de la structure chevauchante complexe du Sambuc est la même qu'aux environs de Claps ; mais les couches sont très

sections de spicules (structure fibro-radiée) attribuables à des Alcyonnaires.

3 *Marnes feuilletées grises, assez calcaires, coupées par des petits bancs de biomicrites à tests fins très abondants.* Ces derniers ne sont pas rangés parallèlement à la stratification, mais sont groupés en faisceaux de direction variée (LM 103). On observe également des gros grains de glauconie verte et de très petits quartz détritiques. La puissance totale est d'environ 30 m.

4 *Intercalations d'intramicrites gréseuses recristallisées.* Elles forment des petits bancs (106, 107, 108) à structure interne en *laminae*, qui sont séparés par des marnes ou des micrites. Le microfaciès montre des biopelmicrites en partie recristallisées (LM 107) qui renferment des intraclastes, des petits grains de quartz souvent abondants, des tests fins rangés parallèlement aux *laminae* et de très rares oolites. La microfaune est très pauvre (*Nodosaria* sp., *Verneuilinidae*). Une lame (107') montre le contact entre une micrite à rares grains de quartz et quelques paillettes de muscovite et une biopelmicrite à quartz abondant, muscovite rare, quelques grains de glauconie remaniée et tests fins rangés parallèlement au litage. Le ravinement des micrites sous-jacentes est très faible mais la présence de *laminae* indique que ce matériel a pu être mis en place par des courants turbides peu intenses (l'épaisseur des bancs gréseux ne dépasse pas 0,25 m).

5 *Calcaires argileux schisteux gris-bleu* (LM 110). Ils sont en contact avec 4 par une faille. Ce sont des micrites à très petits grains de quartz et tests fins (14 m).

6 *Calcaires en petits bancs à joints schisteux* (7 m). Ils sont formés de micrite (LM 114) à tests fins, très rares grains de quartz, *Spirillina* sp. et très rares *Globigerina* sp. (forme voisine de *Globigerina oxfordiana* GRIGELIS).

Au point de coordonnées x=867,350 y=144,250, le sentier recoupe une barre calcaire verticale dont seule la partie inférieure affleure bien.

7 *Intrasparites (2 m).* Les grains de quartz (LM 115-119), souvent assez gros et à texture en mosaïque engrenée, sont fréquents, surtout à la base. On observe également des petits débris de tests et d'Echinides, ainsi que des oncolites (Codiacées) et des fragments d'Algues calcaires voisines de *Polygonella* sp. La microfaune est riche, avec des formes arénacées (*Textulariidae, Verneuilinidae*), des Trocholines, *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, des *Acervulinidae* (sections multicellulaires), *Nautiloculina* cf. *oolithica* MOHER., *Pfenderina* sp. et quelques Milioles. Elle indique le Bathonien supérieur. Au-dessus d'un lit marneux, le même faciès se poursuit, mais avec une microfaune beaucoup plus pauvre.

La suite de la coupe des calcaires a été levée près de la route Vauvenargues - Puits de Rians, près du point coté 564, à environ 1 km à l'Est de Claps. Les couches dessinent une terminaison périanticlinale faillée dont la charnière est située à l'emplacement de la route. La coupe, dont tous les bancs n'ont pas été étudiés, est donnée par la planche XLIV.

7' *Banc de micrite grise reposant sur des marno-calcaires en petits bancs, très fossilifères* (Ammonites, Brachiopodes, Crinoïdes, Annélides). Cette faune n'a jamais été étudiée.

8 *Intrasparites fines, en bancs encore séparés par des joints marneux gris.* Les surfaces corrodées sont fréquentes au passage calcaire - marne.

9 *Pelsparites dolomitiques en bancs très réguliers.* On observe même des petites lentilles (quelques mètres) de dolomie grise cristalline. L'une d'elles est visible à la partie supérieure, au Sud de la route.

La fin de la coupe a été levée à quelques mètres au Nord du point coté 564. Les mêmes bancs, légèrement dolomitiques, sont formés (LM 309) de pelsparites et d'intrasparites fines renfermant des petits quartz, des débris d'Algues (*Polygonella* sp.) et quelques Foraminifères (*Verneuilinidae*, Trocholines).

10 *Gros bancs d'intrasparite fine, peu dolomitique* (LM 307). Ils renferment une microfaune plus variée : *Acervulinidae, Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, gros *Lituolidae*,

1 *Biomicrites rousses à petits nodules d'opale, attribuées au Toarcien inférieur.* Elles sont couronnées par une surface ondulée portant des encroûtements de limonite. Il n'y a pas de traces des niveaux ferrugineux fossilifères du Bajocien inférieur. Ces bancs sont visibles entre les Hauts des Vernes et Pillaud, le long de la piste.

2 *Marno- calcaires à Cancellophycus (150 m).* Ils sont gris-bleu, avec une patine blanchâtre et ne renferment pas d'intercalations d'intrasparites. Les fossiles sont rares et l'âge de la formation n'a pu être précisé que plus à l'Est, près de St Martin des Pallières.

3 *Niveau plus dur (petite cuesta) formé par des calcaires gris en petits bancs, souvent dolomitique.*

La coupe ne peut être étudiée le long de la piste de Pillaud (où on observe des intrasparites et oosparites fines) à cause d'une faille. Mais plus à l'Est, le versant sud-est de la cote 529,5 permet d'observer quelques détails intéressants (figure 64) au point de coordonnées x=880,900 y=147,620. La puissance totale ne dépasse pas 18 m.

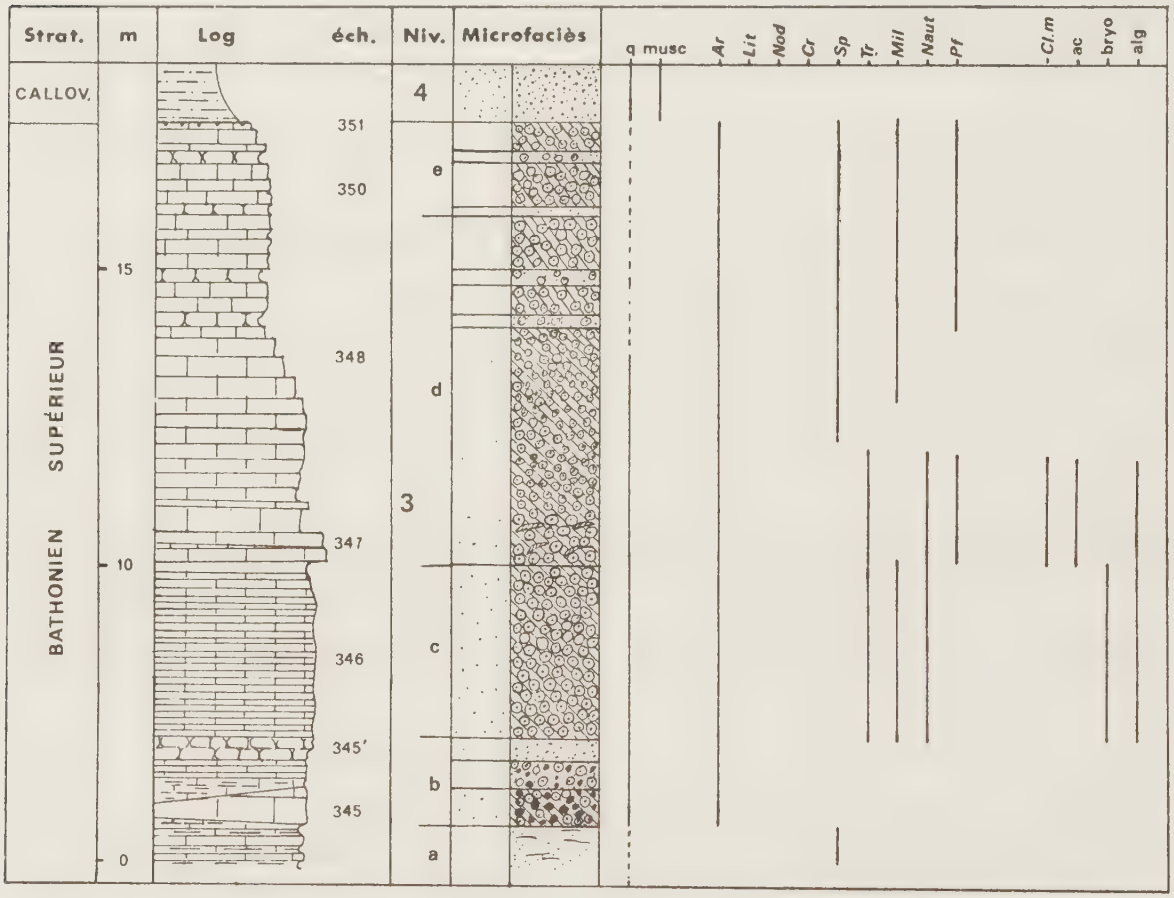


Figure 64 : Détail des calcaires du Bathonien supérieur au Sud de Pilhaud.

3a *Petits bancs de micrite à tests fins et très rares petits grains de quartz* (LM 343).

3b *Banc lenticulaire d'intra-oosparite très fine* (quartz automorphes, intraclastes, oolites à une couche, entroques et débris de tests). Il est surmonté par un niveau noduleux (LM 345') qui renferme les mêmes allochems, dans un ciment micritique irrégulièrement recristallisé.

disloquées. Seuls les calcaires du Bathonien, très souvent dolomitisés, et les niveaux calcaréo-noduleux du Callovien moyen peuvent être localement identifiés.

III - Le Jurassique moyen entre Rians et Cotignac

Les formations du Jurassique moyen sont bien développées dans les séries chevauchantes des Pallières et des Bessillons. Dans cette dernière unité cependant subsistent d'importantes incertitudes d'ordre stratigraphique, qui n'ont pu être totalement levées.

1°) COUPES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DE L'UNITE DES PALLIERES.

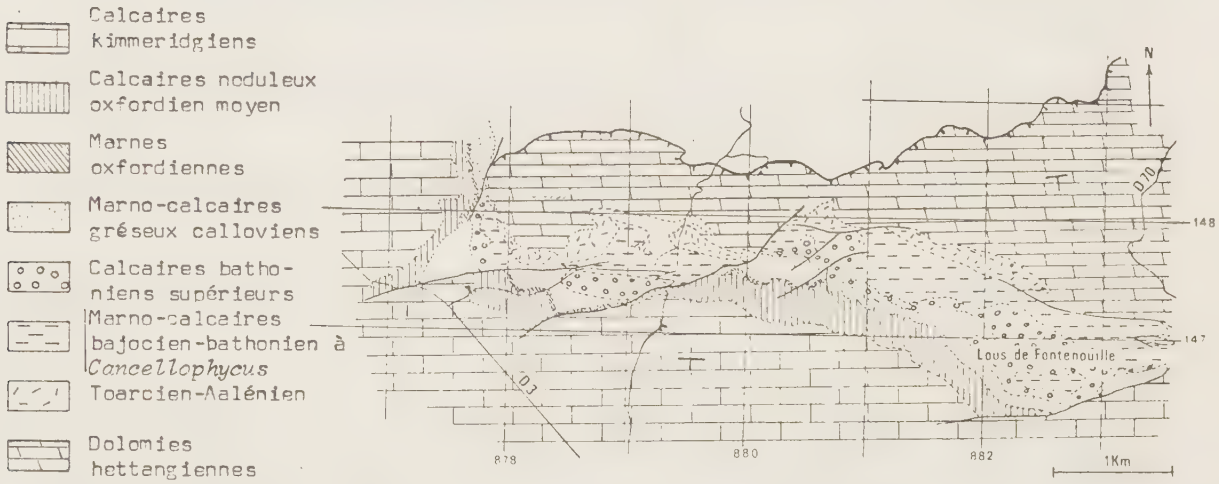


Figure 62 : Carte géologique du flanc normal de la structure chevauchante des Pallières.

Cette région à topographie molle ne permet pas le lever de coupes continues. La succession complète a été établie en raccordant des observations partielles effectuées dans la série normale chevauchante vers le Nord entre La Tardive à l'Ouest et la D 70 à l'Est (carte et coupe, figure 62 et 63).

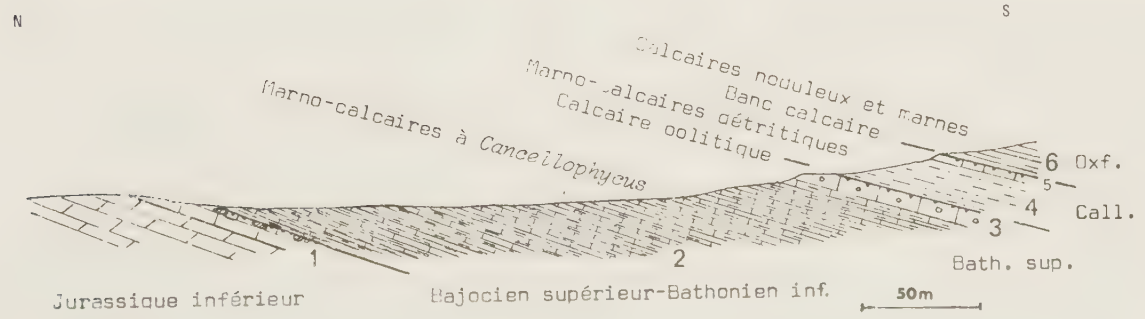


Figure 63 : Coupe du Jurassique moyen du flanc normal du chevauchement des Pallières au Sud d'Artigues.

supérieure serait également calcaréo-marneuse. Ces résultats ne sont pas confirmés par les déterminations des faunes récoltées par J. Angelier (1970) qui indiquent uniquement la zone à Parkinsoni du Bajocien supérieur et celle à Zigzag du Bathonien inférieur.

Plus à l'Est, entre le Clos Neuf et les Annelles (au Sud de Varages), on observe, au-dessus des marno-calcaires à *Cancellophycus*, des gros bancs malheureusement assez disloqués, qui sont à la base formés d'intrasparites passant plus haut à des oosparites fines. J. Angelier (1970, p. 16-17) signale *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclamina* sp., des Trocholines et des *Acervulinidae* à la partie inférieure, tandis que les oosparites de la partie supérieure ne renferment plus que *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Cristellaria* sp., des *Miliolés* et des *Textularidae*. Comme dans les coupes déjà décrites, *Meyendorffina bathonica* est localisé à la partie inférieure des calcaires du Bathonien supérieur.

Les marno-calcaires gréseux calloviens n'ont pas été retrouvés dans ce vallon, mais entre Les Annelles et Gigeri, la tranchée de la route (D 35) montre dans un secteur très disloqué, des calcaires argileux blanchâtres, un peu micacés, qui ont fourni une dent de Squale (éch.2473) et qui rappellent le Callovien inférieur décrit au Sud de la Bastide de Fontenouille.

3°) SECTEUR DES BESSILLONS.

a) COUPE DU VALLON SOURN AU SUD-EST DE CHATEAUVERT.

Au Sud de Châteauvert, la série marno-calcaire à *Cancellophycus* dans laquelle *Lytoceras tripartitum* RASP. a été trouvé à 20 m de la base, repose directement sur les derniers bancs corrodés de l'Aalénien. Les bancs supérieurs ont été étudiés dans une petite carrière située près de la route, dans la partie aval du vallon Sourn (vallon sourd de la carte), au point de coordonnées x=899,550 y=139,400 (planche XLV).

1 *Marno-calcaires à Cancellophycus.* Ils passent au sommet à des pelmicrites qui renferment de très petits grains de quartz (rares), des tests fins et une microfaune banale (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.). Le sommet est encroûté par de la "limonite" il est creusé par quelques perforations.

2 *Mince lit marneux* (éch. 1020). Il renferme des oolites isolées, des débris de tests, des piquants d'Echinides, des petits grains de quartz et des Foraminifères (Trocholines, *Cristellaria* sp.).

3 *Banc d'oomicrite un peu argileuse* (LM 1021) *renfermant la même microfaune.*

4 *Niveau plus dur comprenant des intrasparites* (1022) *à oolites, intraclastes (micrite, pelmicrite, sparite), gros grains de quartz et entroques.* La microfaune est riche : Trocholines, *Lituolidae*, Milioles, *Nautiloculina* sp. et *Acervulinidae*. L'étude granulométrique montre que le sédiment est assez évolué. La courbe cumulative relative aux grains de quartz est très proche de celle des allochems, ce qui indique une évolution commune.

5 *Bancs plus tendres, masqués par des éboulis.* Ils sont dominés par une falaise formée par des dolomies cristallines grises.

Les bancs *1* à *4* se rattachent sûrement à un niveau assez élevé du Bathonien supérieur (abondance des Trocholines, absence de *Meyendorffina* et des gros arénacés). Mais il est impossible de préciser l'âge des dolomies *5*. Par contre les couches marno-gréseuses du Callovien n'ont pas été observées.

3c *Très petits bancs d'oosparite* (LM 346). Les oolites n'ont qu'une seule couche et les nucléus sont variés : micrite, débris de Bryozoaires et entroques. La microfaune est pauvre : *Vermeulinidae*, *Nautiloculina* sp., Milioles et Trocholines. Latéralement, ces couches passent vers le Sud-Ouest, sur environ 50 m, à un biostrome à Polypiers, Lamellibranches et Nérinées. Ces organismes sont cimentés par des intra-biosparudites claires (LM 349) dont les allochems sont très hétérométriques : intraclastes (micrite), fragments de Polypiers, oncolites (Codiacées), entroques, oolites (de petite taille), Scaphopodes, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, Foraminifères, *Acerculinidae* (sections multicellulaires), *Lituolidae*, ainsi qu'une forme rappelant *Kilianina* sp.

3d *Gros bancs lenticulaires, passant latéralement à des dolomies grises.* Ils sont formés (LM 347) d'oosparites à intraclastes, débris d'Algues (cf. *Polygonella*), *Cladocoropsis mirabilis* FELIX et Foraminifères (*Vermeulinidae*, Trocholines, Milioles, *Nautiloculina* sp., *Pfenderina* sp. et *Acervulinidae*).

3e *Petits bancs d'oosparite fine* (348) *et d'oomicrites* (LM 350) *formant la pente occidentale de la colline.* Le sommet de ces calcaires est profondément corrodé et recouvert de limonite (*hard-ground*).

Plus à l'Est, au lieu dit "les Lous de Fontenouille", l'épaisseur des calcaires (*3*) diminue rapidement (3 m). Ce sont toujours des intrasparites fines (LM 146), à rares entroques, débris d'Algues (*Polygonella*) et rares Foraminifères, dont *Nautiloculina* sp.

4 *Marno-calcaires gris* (15 à 20 m) *un peu gréseux (quartz, muscovite) affleurant mal dans une dépression cultivée* (LM 145 et 147).

5 *Bancs noduleux plus durs* (1,50 m). Ils sont formés de pelmicrite à tests fins et rares paillettes de muscovite, et se terminent par une nouvelle surface durcie.

6 *Marnes grises ou bleutées,* avec bancs d'intrasparites glauconieuses, de l'Oxfordien moyen.

Cette coupe permet de distinguer les formations suivantes :

a) Les marno-calcaires à *Cancellophycus* qui sont d'âge bajocien supérieur - bathonien inférieur et moyen.

b) Les oosparites et intrasparites (*3*) qui sont stratigraphiquement situées dans le Bathonien supérieur (*Acervulinidae*) comme dans la coupe de Claps.

c) Les marno-calcaires gréseux gris qui peuvent être rattachés au Callovien par comparaison avec les couches de même faciès et fossilifères, de la coupe d'Agnie, distante seulement de quelques kilomètres. Mais l'étage n'est que très partiellement représenté.

d) Les marnes terminales qui renferment des *Sowerbyceras* sp. et sont d'âge oxfordien moyen.

Sur la feuille Tavernes 1/50.000, le niveau (b) a été noté J^{D} sans précision d'âge et le Callovien a été réduit au banc terminal de la formation (c), laquelle a été presque entièrement attribuée au Bathonien. Cette confusion ne permet pas une interprétation correcte du secteur des Lous de Fontenouille. Elle est de plus incompatible avec les passages latéraux observés vers le Sud-Est (vallon de Gayon, puits de Campagne), où les calcaires du Callovien moyen ont été notés J^{3-2} (Bathonien-Callovien) sur cette même feuille.

2°) PARTIE ORIENTALE DE L'UNITE CHEVAUCHANTE DES PALLIERES.

Les marno-calcaires à *Cancellophycus* forment une butte témoin au Sud-Ouest de St Martin-des-Pallières, où ils sont très fossilifères. Une première étude (J.Germain et H. Parent, 1938) montre l'existence du Bajocien supérieur et de la totalité du Bathonien, dont la partie

La suite de la coupe a été levée sur le versant méridional de la montagne, dans la falaise située au Sud-Ouest, et juste sous le sommet 663,4.

4 *Bancs de calcaire jaunâtre, souvent noduleux* : micrite à très petits débris, pelmicrites (LM 1087).

5 *Niveau de calcaire en plaquettes surmonté par des bancs compacts, à patine blanche.* A la base (LM 1089) ce sont des oomicrites un peu recristallisées à très petits quartz, oolites, débris de tests et Foraminifères (*Verneuilinidae, Cristellaria* sp. et *Nautiloculina* sp.). Au-dessus on passe à des oosparites à grains de limonite (LM 1090) renfermant *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina* sp., des Trocholines et des *Acervulinidae*. Le gros banc sus-jacent est formé d'intrasparites (LM 1091) sans quartz, qui contiennent quelques oolites, des débris de tests, de Crinoïdes et de Bryozoaires, et des Foraminifères dont *Protopeneroplis striata*, des Trocholines, une section rappelant *Kilianina* sp. ou *Meyendorffina* sp. et des *Acervulinidae*.

6 *Intrasparites passant à des oosparites* (LM 1092). Elles sont très recristallisées et dolomitisées au sommet de la falaise. Les teintes sont très claires, généralement presque blanches. Les grains de quartz ont complètement disparu. On observe des oolites, des débris de tests, des entroques (piquants d'Echinides) et quelques débris de Polypiers (LM 1093). Les Foraminifères sont peu abondants : *Verneuilinidae* à tests épais, *Trocholines, Protopeneroplis striata, Nautiloculina* sp. et une section attribuable à *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON (LM 1093).

Les derniers bancs sont très dolomitiques et ne montrent plus de vestiges organiques.

Dans la coupe du Petit Bessillon, la série marno-calcaire à *Cancellophycus* est encore assez épaisse (250 m) ; elle est surmontée par des bancs massifs de teinte claire (intrasparites et oosparites dolomitiques) qui renferment la microfaune habituelle du Bathonien supérieur: *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, *Acervulinidae* (sections multicellulaires), *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. L'attribution de ces couches au Malm inférieur (G. Mennessier, 1959) ne semble pas valable, car seuls les *Protopeneroplis* ont été rencontrés dans l'Oxfordien supérieur et le Kimmeridgien ; les *Acervulinidae* sont localisés en Provence dans le Bathonien supérieur. Il faut tout de même signaler que J. Cuvillier a décrit des formes analogues (sections multicellulaires) dans l'Aptien d'Aquitaine (J. Cuvillier et R. Deloffre, 1964).

Les pentes du Gros Bessillon permettent d'observer, sur le bord de la piste d'accès à la vigie incendies, au Nord-Ouest de la cote 746,7, des couches situées à un niveau stratigraphique plus élevé. Mais des petites failles décalent les couches et ne permettent pas de lever une coupe détaillée.

7 *Gros bancs très clairs, à sections de Polypiers et lentilles dolomitiques* : intrasparudites à gros intraclastes (micrite), fragments de Polypiers, oncolites (Codiacées ?), débris de tests, entroques, *Cladocoropsis* sp. et Trocholines (LM 2217). Plus haut, le grain est plus fin et on observe les mêmes allochems avec *Cladocoropsis mirabilis* FELIX, des Foraminifères (*Pfenderina* sp. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Acervulinidae*, Trocholines, *Pseudocyclamina* sp.). Vers le haut les calcaires, toujours très clairs, sont recristallisés et passent à des dolomies en petits bancs.

8 *Gros bancs de dolomies grises.* Ils affleurent sur la crête entre les points cotés 746,7 et 709,5 et montrent des vestiges de graded-bedding et de litages obliques.

Ces calcaires blancs qui renferment la même microfaune que ceux du Petit Bessillon, sont aussi d'âge bathonien supérieur. Il n'y a aucune trace des horizons calloviens, et il est très peu probable que le Jurassique supérieur soit représenté dans cette région.

Les calcaires blancs des Bessillons ne semblent plus exister au Nord-Ouest de Pontevès où l'Oxfordien moyen repose sur des calcaires beiges en gros bancs (pelmicrites) dans un secteur complexe où les couches sont très tectonisées et disloquées.

b) COUPE DES BESSILLONS.

Dans la partie occidentale du massif, au pied du Petit Bessillon, la série marno-calcaire à *Cancellophycus*, dont la puissance est d'environ 250 m, repose directement sur des calcaires à chailles attribués à l'Aalénien. Par contre, plus à l'Est, dans un petit vallon situé au Nord des Muets, on observe aux alentours du point coté 422,3) quelques mètres d'intrasparites (LM 2475) et d'oosparites (LM 2476) à petits grains de quartz, oolites, débris de tests et de Crinoïdes et à Foraminifères dont *Nautiloculina* sp. et *Protopeneroplis* sp. Les bancs comportent des litages obliques et se terminent par un *hard-ground* creusé de profonds terriers et supportant les marno-calcaires.

Ces oosparites, dont le contact avec les calcaires aaléniens sous-jacents n'est malheureusement pas visible, sont attribuables au Bajocien supérieur (niveaux *11* à *13* de la coupe d'Entrecasteaux). L'effilement vers l'Ouest de cette formation, n'a pu être observé.

La série marno-calcaire à *Cancellophycus* est bien visible sur le versant oriental du Petit Bessillon, entre le point coté 480,4 et le sommet (663,4). La succession est donnée par la figure 65.

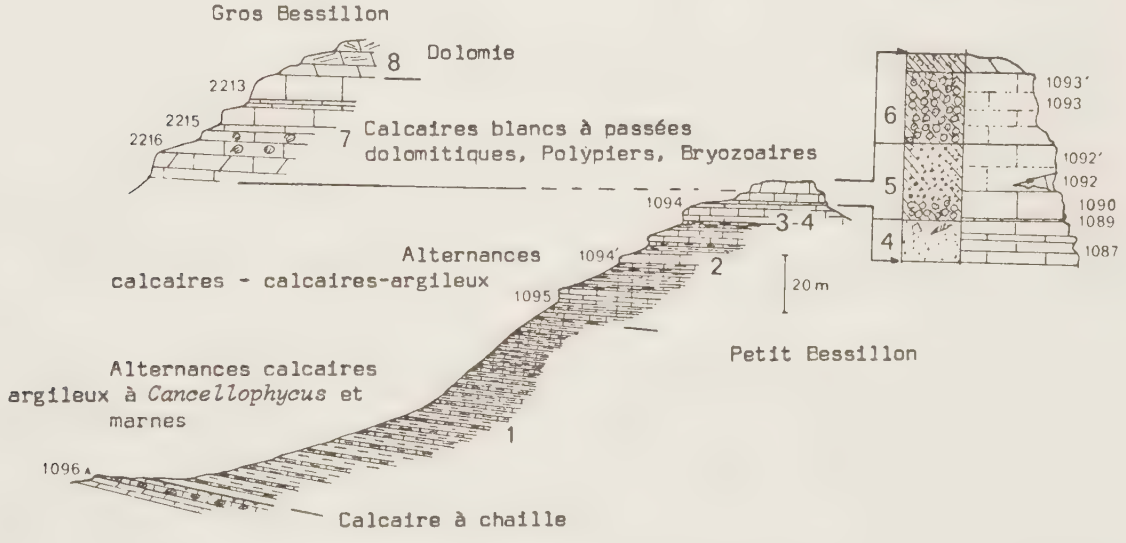


Figure 65 : Coupe du Jurassique moyen du massif des Bessillons (versant nord-est).

1 *Alternances régulières de calcaires argileux gris-bleu à patine blanchâtre à très nombreux Cancellophycus, et de marnes de même teinte* (50 m). Les fossiles sont rares : *Lytoceras tripartitum* RASP. apparaît à environ 20 m de la base, ce qui indique que le Bajocien est peu épais.

2 *Bancs plus durs et plus calcaires, formant des petits ressauts.* Ce sont des pelmicrites (LM 1095) à très rares petits grains de quartz, spicules et tests fins. Ils alternent avec des calcaires argileux schisteux gris, qui sont parfois noduleux ou en plaquettes. La puissance totale (*1-2*) est d'environ 70 m.

3 *Bancs de pelmicrite jaunâtre* (LM 1094) *formant un petit éperon à l'Est du sommet du petit Bessillon.* Le microfaciès est très voisin de celui des bancs sous-jacents, avec de très rares Foraminifères : petits *Verneuilinidae, Nodosaria* sp. et *Spirillina* sp. Au-dessus ont été trouvés les fragments indéterminables d'une grosse Ammonite.

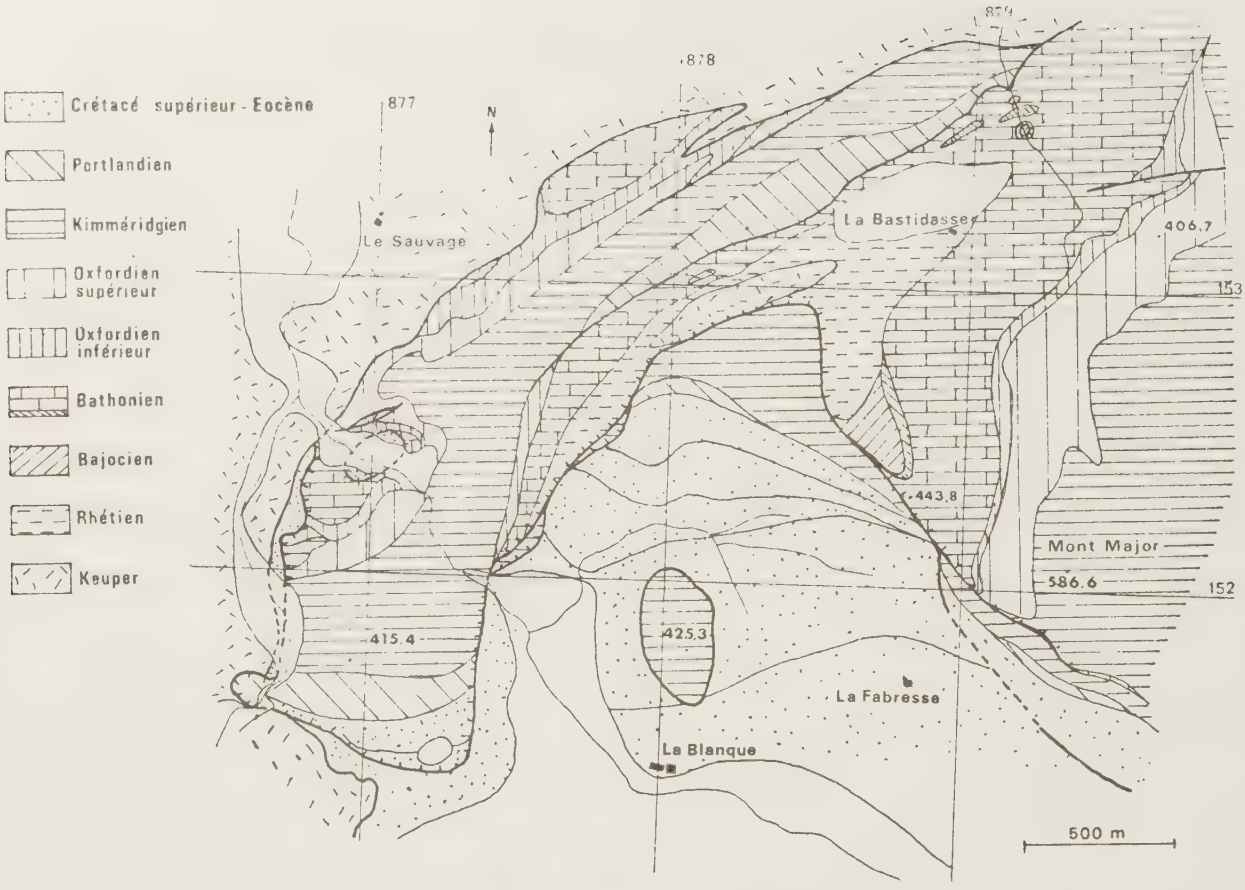


Figure 66 : Carte des affleurements du Jurassique moyen dans la série chevauchante du Mont Major.

dolomitisés et renferment quelques Foraminifères : *Verneuilinidae*, gros *Lituolidae* dont *Ammobaculites* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK et des Trocholines (LM 185).

4 *Bancs à grain plus grossier, formés d'intrasparudites* (LM 184). Ils renferment des débris de Polypiers, des oncolites (Codiacées), des débris de tests et de Bryozoaires, des *Acervulinidae* (sections multicellulaires), des grosses Trocholines, une section douteuse de *Meyendorffina* sp.. Après une passée dolomitisée, on retrouve des intrasparites plus fines (LM 183) dépourvues de quartz, qui renferment des *Cladocoropsis* sp., des débris de tests, des Foraminifères dont *Nautiloculina* sp., *Protopeneroplis striata*, des Trocholines et des sections pouvant être attribuées à *Kurnubia* sp.

5 *Petits bancs formés d'oosparites assez fines sans quartz.* (LM 182). Elles renferment des oolites à une couches, des entroques assez rares, des débris de tests, quelques Foraminifères (*Acervulinidae*).

6 *Gros bancs de dolomies grises cristallines.* La surface terminale est très irrégulière, creusée de sillons et d'excavations pouvant atteindre 50 cm de profondeur, et recouverte d'une épaisse couche de limonite. Cette surface qui a sûrement été ravinée avant le dépôt des couches calloviennes sus-jacentes, peut être considérée comme un *hard-ground* mais des phénomènes de karstification, bien postérieurs au Jurassique, ont sans doute contribué à lui donner son aspect actuel.

7 *Marnes grises très minces* (0,20 m) *à nodules calcaires très minces* (0,20 m), *surmontées par un lit de biosparite* (LM 152). Les allochems sont jointifs : articles de Crinoïdes, petits quartz, pellets et rares tests fibreux. Ce banc renferme de très nombreuses *Rhynchonella* cf. *wilsensis* OPP. au point de coordonnées x=879,300 y=153,000 (Sud-Ouest de 406,7). Il est surmonté par des marnes grises (1 m) alternant avec des calcaires noduleux.

Un dernier banc (LM 153) de micrite à débris de tests, entroques (parfois micritisées)

Plus au Sud, aux environs de Correns, le sommet des marno-calcaires à *Cancellophycus* est dolomitisé, et il est probable que les gros bancs grisâtres qui constituent les reliefs des Capucins et de la Parémiane (cote 316,8) sont en grande partie d'âge bathonien.

4°) CONCLUSION

La bordure septentrionale du bassin provençal est marquée par le développement de faciès calcaires au Bajocien supérieur et au Bathonien supérieur. Les passages latéraux des formations calcaréo-marneuses aux calcaires oolitiques ou organogènes sont très rapides. Une importante dolomitisation affecte les formations supérieures, surtout vers l'Est. Le Callovien, qui est marneux et puissant à l'Ouest, n'est plus représenté à Rians que par une faible épaisseur de marno-calcaires gréseux qui n'ont pas été retrouvés à l'Est de Barjols et de Cotignac, où il semble que les dolomies qui terminent la série jurassique soient en grande partie d'âge bathonien.

D - LE HAUT-FOND DU MOYEN VERDON

Cette unité est caractérisée au Jurassique moyen par l'absence des marno-calcaires à *Cancellophycus*. Les faciès sont calcaréo-dolomitiques et des lacunes sédimentaires affectent souvent le Bathonien inférieur et la majeure partie du Callovien. Mais l'absence d'Ammonites ne permet pas d'établir une stratigraphie précise. On distinguera deux régions où les couches sont surtout calcaires (Nord de Rians à l'Ouest, Montagnes de Bargemon-Fayence-Grasse-Vence à l'Est), séparées par un secteur dolomitique qui s'étend de Moissac-Bellevue à Draguignan.

I - Le Jurassique moyen calcaire au Nord de Rians

1°) COUPE DU MONT MAJOR.

Au Nord d'une ligne Rians - Tavernes, le Jurassique moyen a une puissance très faible et présente surtout des faciès calcaires. La seule coupe complète est située dans la partie occidentale du Mont Major, aux environs de la Bastidasse (carte figure 66), dans un secteur qui est très plissé. Les couches de base sont visibles au Sud de la Bastidasse et dans une petite charnière anticlinale située au point de coordonnées x=879,15 y=153,500. La coupe de la planche XLVIa été levée au Sud de ce point en suivant le ravin.

1 *Biomicrites gris clair, siliceuses, à spicules très abondants, entroques, débris de tests, Annélides, Bryozoaires, oncolites, Nubecularia* sp., gros *Cristellaria* sp. et *Nodosaria* sp. (LM 189). Le faciès rappelle le sommet de l'Aalénien de St-Martin-des-Pallières. Plus au Sud, à peu de distance de la cote 443,8, ces mêmes couches renferment des chailles et sont en partie dolomitisées (biomicrites à oncolites, entroques, débris de tests). Elles reposent directement sur le Rhétien marno-calcaire. Le contact n'est pas visible.

2 *Calcaires argileux beiges* (3,50 m). Ils montrent des passées riches en tests fins (188) surmontées par un banc noduleux (LM 187) formé par des pelmicrites à petits quartz, rares grains de glauconie, tests fins, entroques (très rares) et *Cristellaria* sp.. Ce faciès rappelle beaucoup le Bathonien inférieur à *Cancellophycus*, mais avec une très faible puissance.

3 *Intra-oosparites* (LM 186) *à rares grains de quartz, intraclastes (micrite), oolites, débris de tests et de Bryozoaires, entroques et très rares Foraminifères.* Le même faciès se poursuit sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Les calcaires sont irrégulièrement

1 *Bancs de dolomies grises cristallines* (LM 03), *à rares lentilles plus calcaires* (vestiges de texture oolitique). Ces roches sont le plus souvent très altérées et creusées de grandes poches remplies de sable dolomitique. Elles forment la colline située entre la Simiane et Langouste. Le sommet est constitué par un *hard-ground*.

2 *Petits bancs ondulés* (3 m) *de micrite* (LM 04) *ou de biomicrite* (LM 05). Ils renferment de très petits quartz, des pellets, des tests fragmentés fins, des entroques, de très rares oolites et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., Globigérines ?, *Nubecularia* sp.). Ils sont séparés par des surfaces ferrugineuses montrant des traces de corrosion.

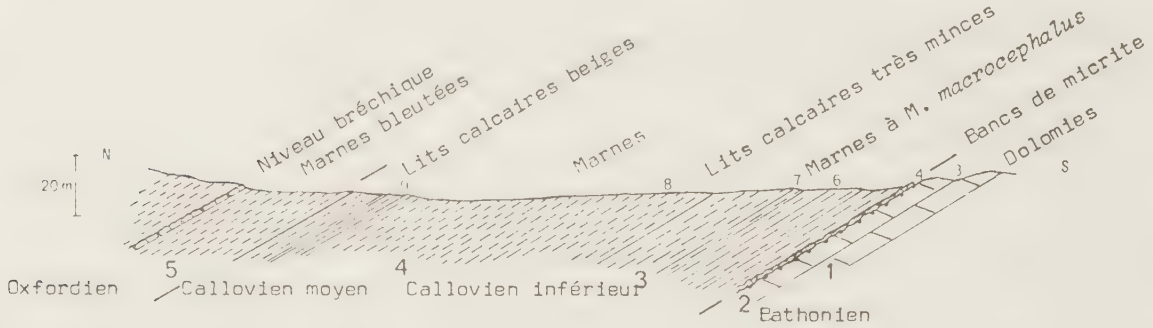


Figure 67 : Coupe du Callovien de la montagne de Vautubière.

3 *Marnes grises* (30 à 50 m). Elles ont fourni vers la base (point x=154,100 y=874,520) des exemplaires ferrugineux de *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH.. Elles sont coupées de petits lits de calcaires argileux gris (07). Des concrétions blanchâtres, qui auraient pu indiquer la présence de phosphates, se sont révélées uniquement calcaires.

4 *Bancs de calcaires argileux gris intercalés dans la partie supérieure des marnes.* Ils sont visibles dans le lit d'un ruisseau à l'Ouest du point coté 369,7. L. Collot (1880, p.35) signale *Phylloceras hommairei* d'ORB. et A. Lanquine (1929, p.359) *Reineckeia anceps* REIN.

5 *Marnes gris-bleu à faune de l'Oxfordien.* Les fossiles de la zone à Lamberti du Callovien terminal n'ont jamais été signalés.

Dans cette coupe, le niveau (b) est presque entièrement dolomitisé (*1*), comme dans la carrière du Collet de Reinache au Nord de Rians (C. Tempier, 1963), et se termine par des micrites (*2*). Le Callovien lacuneux du Mont Major, se complète et s'épaissit rapidement en direction de l'Ouest, prenant des faciès surtout marneux. Les horizons plus anciens que le Bathonien supérieur n'affleurent pas.

4°) ANTICLINAL DU PIGEONNIER.

Au Nord de la plaine de Valavès, entre Rians et Ginasservis, le bombement anticlinal du Pigeonnier ramène le Jurassique moyen à l'affleurement. Deux coupes permettent d'étudier le sommet des calcaires bathoniens et les couches calloviennes.

a) Au Nord-Ouest de la ferme du Pigeonnier, la tranchée du canal du Verdon recoupe plusieurs fois ces assises, notamment à l'Ouest du point de coordonnées x=881,390 y=155,72 où l'on observe la succession donnée par la planche XLVII. Elle débute à la partie supérieure des calcaires bathoniens (niveau b) qui affleure près du pont, et dans les bois situés plus au Nord.

1 *Oosparites fines, à très rares grains de quartz, oolites (1 couche, nucléus de micrite),*

et *Cristellaria* sp. renferme des lentilles de biosparites à Crinoïdes (154) souvent dolomitisées (roche largement cristallisée à fantômes de tests). Le sommet du banc est légèrement raviné et enduit de limonite. Il porte des Ammonites, dont *Reineckeia douvillei* STEINMANN du Callovien moyen. La puissance totale du niveau 7 ne dépasse pas 1,20 m.

8 *Marnes grises, un peu dolomitiques, reposant sur ce hard-ground.* Elles ont fourni des faunes de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum).

Cette coupe permet de définir les formations suivantes :

a) A la base, quelques mètres de biomicrites à spicules, reposant directement sur le Trias supérieur (Rhétien) peuvent être attribués au Bajocien inférieur (ou peut-être à l'Aalénien supérieur).

b) Les calcaires sus-jacents, dont l'épaisseur est d'environ 55 m, débutent par un niveau noduleux très mince rappelant la série à *Cancellophycus* . Leur microfaune (*Acervulinidae, Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK) est identique à celle des couches du Bathonien supérieur de Claps. Il semble donc que l'absence de la série marno-calcaire à *Cancellophycus* corresponde à une lacune stratigraphique affectant le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur et moyen.

c) Un mince niveau calcaréo-marneux, localement dolomitisé, renferme des faunes du Callovien moyen. Les assises marneuses du Callovien inférieur et terminal ont complètement disparu.

2°) COUPE DE LA NOVE.

A quelques kilomètres plus à l'Est, près de l'anticlinorium à noyau triasique de la plaine de Valavès, on recoupe les mêmes couches à proximité de la ferme ruinée de la Nove, à une centaine de mètres à l'Ouest de la D 70 Esparron - Ginnaservis. Les couches plongent faiblement vers le Sud.

Le sommet des calcaires (b), bien visible au bord de la route, est formé par des intra-oosparites (LM 333) à intraclastes (micrite et plus rarement oomicrite), oolites (1 couche), débris de tests, entroques, *Acervulinidae*, Foraminifères (*Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nodosaria* sp., *Nautiloculina* sp., *Acervulinidae* et grosses Trocholines. Le sommet est marqué par un *hard-ground*, mais on n'observe pas de ravinement des calcaires comme au Mont Major.

Le niveau (c) comporte un banc de micrite beige (LM 334) à très rares allochems(tests fins, très petits débris calciteux, pas de quartz, *Nodosaria* sp. et *Spirillina* sp.) et fantômes de spicules tétraxones recristallisés. L'âge callovien moyen est confirmé par la présence de *Perisphinctes submutatus* NIK.

Il est directement surmonté par des marnes grises de l'Oxfordien moyen, peu épaisses, affleurant très mal (champ).

3°) MONTAGNE DE VAUTUBIERE.

La charnière de l'anticlinal de Vautubière, chevauchant vers le Sud, qui est située au Nord-Ouest de Rians, permet d'observer la partie supérieure du Jurassique moyen. La succession (figure 67) a été levée à l'Ouest de la Simiane, entre les points cotés 419,6 au Sud-Ouest et 417,9 au Nord-Est (carte au 1/20.000 Pertuis n°8).

Les couches attribuées au Callovien (3) sont là encore très minces et sont couronnées par des biopelmicrites blanches (4), indice de faciès littoral.

Les variations qui affectent dans cette région la partie supérieure du Jurassique moyen sont très rapides et le matériel détritique disparaît des couches calloviennes.

5°) SECTEUR DE LA COLLE-PIERADE.

A l'Est de la plaine de Valavès, les couches médiojurassiques affleurent dans des collines boisées, dépourvues de bons affleurements. Elles sont bien développées à la Colle Piérade (490,4) située à l'Est de la bastide Vaubelle.

Les calcaires bathoniens reposent directement sur le Rhétien, mais le contact n'est pas bien visible, ni près de Vaubelle, ni sur le pourtour de la petite boutonnière située à la cote 465, au Sud du sommet. Aucune coupe détaillée ne peut être levée. J.Agnelier (1970) a signalé, dans des oosparites et des intrasparites à entroques, la microfaune de la partie supérieure du Bathonien : *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Cristellaria* sp., Trocholines, Miliolés et débris d'Algues calcaires.

Les couches calloviennes, toujours très minces, sont formées par un ou deux bancs de calcaire grisâtre en plaquettes.

6°) ENVIRONS DE TAVERNES.

Au Nord de Tavernes, la série bathonienne est entièrement dolomitisée : ce sont de gros bancs grisâtres, très altérés, parfois érodés en "clochetons" comme à Notre Dame de Bellevue. Le dernier banc est parfois resté calcaire, il est alors formé par des oosparites fines et se termine par un *hard-ground*.

Les assises calloviennes (pelmicrites grises ou blanchâtres) sont souvent très fossilifères, et renferment suivant les points, des faunes de la partie inférieure ou moyenne de l'étage (G. Mennessier, 1959). Elles sont localement dolomitisées et s'épaississent vers le Nord.

7°) CONCLUSION.

Dans la partie occidentale du haut-fond du moyen Verdon, les calcaires bathoniens supérieurs reposent directement sur un niveau très mince de biomicrites de couleurs claires (Aalénien supérieur ou Bajocien inférieur) ou même directement sur le Rhétien (Colle Piérade). Le Callovien est toujours très peu épais, sauf à l'Ouest, dans la montagne de Vautubière. Il est représenté par des calcaires en plaquettes grisâtres dont l'âge varie suivant les points, ce qui montre bien l'irrégularité des conditions de sédimentation dans cette zone de haut-fond. Il est également très probable que le *hard-ground* qui couronne les calcaires bathoniens ne constitue pas lui non plus un niveau isochrone. La morphologie de cette surface à la ferme de Mont Major suggère un modelé karstique qui, s'il est bien antérieur au Callovien, indique des émersions locales avec érosion avant le dépôt des calcaires en plaquettes.

II - Le Jurassique moyen dolomitique entre Moissac et Draguignan

A l'Est de La Verdière, le Bathonien devien rapidement dolomitique. Il en est de même pour le Callovien au Sud-Est d'une ligne Amphoux-Moissac-St-André-le-Haut-Vérignon.

entroques, débris de tests et rares sections de Scaphopodes. Les Foraminifères sont fréquents : gros *Vermeulinidae, Cristellaria* sp., *Nautiloculina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK et Trocholines (LM 281).

2 *Pelmicrites* (LM 282) *et biopelmicrites* (LM 283) *à gros fragments de tests, articles de Crinoïdes, débris d'Echinides, oncolites de Cyanophycées avec de plus quelques Foraminifères.* Un banc renferme de nombreuses valves de Rhynchonelles, ainsi que des Bryozoaires entiers (282). La surface supérieure du banc (284) est constituée par un *hard-ground* à grosses perforations creusées dans une biopelmicrite de même composition que les bancs sous-jacents, avec quelques oolites isolées (LM 284), des *Nubecularia* sp. et des Milioles.

3 *Micrites en petits bancs séparés par des joints plus marneux à Cancellophycus* (2 m). Elles renferment des Spongiaires entiers (spicules tétraxones) et un peu de glauconie (LM 285). Le dernier banc, qui se termine par un *hard-ground*, renferme également de nombreux spicules en Y, des tests fins et des débris d'Ophiures. Au sommet, on observe quelques nodules de *Nubecularia* (LM 286).

4 *Marnes renfermant la faune de l'Oxfordien moyen.*

Vers le Nord, le niveau (c) attribué au Callovien est toujours très mince, mais plus calcaire et dépourvu de matériel détritique terrigène.

b) Les mêmes couches sont visibles dans les bois, dans le quartier de "l'Eigras", au Sud-Ouest du point coté 385,1 (coordonnées x=880,500 y=155,850). On observe une faible épaisseur de calcaires (coupe figure 68).

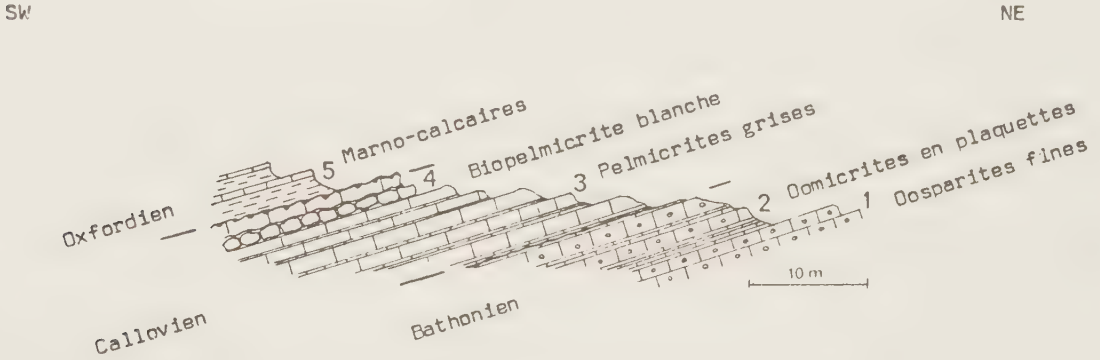


Figure 68 : Coupe du Callovien du quartier de l'Eygras.

1 *Oosparite fine* (LM 324), *à rares débris de tests, entroques, Foraminifères* (petits arénacés, *Cristellaria* sp. *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Spirophtalmidium* sp., Milioles).

2 *Oomicrites en plaquettes renfermant les mêmes allochems ainsi que des gros Spirillina* sp. (LM 325) ; puis viennent des intrasparites qui renferment quelques oolites et des débris de tests.

La surface de ces bancs porte de nombreuses chondrites, mais il n'y a pas de *hard-ground.*

3 *Bancs gris séparés par des joints en plaquettes à Cancellophycus.* Ils sont formés (LM 327) de pelmicrites à très rares petits quartz, tests fins, Foraminifères (*Lituolidae, Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et Milioles). La puissance est de l'ordre de 4 m.

4 *Gros nodules surmontés par un banc constitué* (LM 328) *de biopelmicrite blanche à entroques, tests fins, tests fibreux, débris de Bryozoaires et très rares oolites.* Ce niveau est couronné par un *hard-ground.*

5 *Marnes noduleuses oxfordiennes peu épaisses* (zone à Transversarium ?).

1 *Petits bancs de calcaires dolomitiques gris surmontés par des biomicrites gris-bleu à chailles jaunâtres et débris de Brachiopodes* (LM 1268). Ils affleurent dans une petite carrière située en bordure de la route (x=930,080 y=150,550). Les allochems sont de taille variée : tests recristallisés, spicules, pellets, gros fragments d'Echinides, rares oncolites et quelques débris de Bryozoaires. La roche présente une structure noduleuse. Au-dessus, un banc d'intra-biosparite renferme les mêmes allochems (LM 1268'). La microfaune est pauvre : *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. La puissance totale atteint 10 m.

2 *Gros bancs de teinte claire, irrégulièrement dolomitisés et renfermant quelques Polypiers :* biopelmicrites à pellets, spicules calcifiés, débris de tests et de Bryozoaires, *Nubecularia* sp. (LM 1270).

3 *Bancs de dolomies grises à chailles souvent remplacées par des géodes de calcite.*

4 *Lit marno-dolomitique jaune, renfermant des restes de débris organiques* (1271) *puis gros bancs massifs de dolomies grises ou jaunâtres* (80 m).

5 *Gros bancs massifs de micrite blanche.* Ce sont les niveaux les plus élevés visibles au bord de la route. Ils affleurent au-delà du virage qui est dominé par une carrière abandonnée à la suite d'un important éboulement. Ils comportent des "*bird-eyes*" et des lits d'intrasparites (LM 1319) à oncolites et débris de tests. Les Foraminifères sont abondants : *Verneuilinidae* à tests épais et loges larges, *Pseudocyclamina* cf. *lituus* YABE et HANZAWA, *Haurania* sp., *Pfenderina* sp., et Milioles. Ces calcaires blancs, qui renferment des lentilles de dolomies grises, forment les falaises des Malines. Ils dépassent 200 m de puissance et seront étudiés plus à l'Est, au col de Belhomme près de Bargemon.

A. Lanquine (1929, p.263) a montré que les bancs gris-bleu ou roux à tests de Brachiopodes (niveaux *1* et *2*) renferment *Rhynchonella pallas* CHAP. et DEW., et *Terebratula ventricosa* HARTM. in ZIET., et surmontent un banc à *Witchellia* sp., ce qui permet de les attribuer à la partie supérieure du Bajocien. Sur le versant oriental du Malmont, le même auteur signale au-dessus des bancs à chailles, quelques lits marneux dont le faciès rappelle la série à *Cancellophycus*, et qui passent latéralement à des dolomies jaunâtres en petits bancs (base du niveau *4*).

Enfin les calcaires blancs (*5*) sont d'âge bathonien supérieur car ils renferment à Bargemon *Rhynchonella decorata* SCHLOTH. ainsi que *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON.

3°) CONCLUSION.

Le Jurassique moyen est presque entièrement dolomitique aux environs d'Aups. Ce n'est que plus à l'Est, vers Draguignan, que des bancs calcaires apparaissent au Bajocien et au Bathonien supérieur. L'ensemble repose partout directement sur le Rhétien, sauf au voisinage immédiat de Draguignan où quelques bancs de calcaires aaléniens reposent sur les dolomies hettangiennes.

III - Le Jurassique moyen calcaire entre Bargemon et Nice

La région comprise entre Bargemon et la vallée du Var est en grande partie constituée par les formations calcaréo-dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur, fortement disloquées par les mouvements tectoniques alpins post-miocènes. On observe des chevauchements dirigés vers le Sud, qui se traduisent dans la topographie par une succession de plateaux d'altitude décroissante, creusés par les profondes vallées de la Siagne et du Loup. Malgré l'étendue des affleurements dans cette région à végétation réduite, il est souvent très difficile d'observer des coupes continues à cause de la dislocation des couches et de la fréquence

Le Jurassique est alors entièrement formé par des dolomies grises très altérées ou montrant par placesdes passées en gros bancs qu'il est pratiquement impossible de subdiviser (J^D de la carte géologique au 1/50.000).

1°) COUPE DES GIPIERES AU NORD D'AUPS.

Entre Aups et St-André-le-Haut (Nord de Vérignon), la RN 557 traverse l'anticlinal à noyau triasique des Gipières. La base de la série jurassique est visible au-dessus du virage (lacet) coté 738. La coupe est orientée NE-SW :

1 *Bancs de calcaires dolomitiques, séparés par des marnes vertes* (Rhétien). Ils reposent sur les marnes lie-de-vin du Keuper.

2 *Mince horizon à oolites de limonite* (0,50 m). Il rappelle le Bajocien inférieur de la Bouissière.

3 *Bancs beiges ou rosés renfermant des chailles, visibles dans la tranchée du virage.* Ils sont formés d'oosparites un peu dolomitisées, à grosses oolites (nombreuses couches), petits intraclastes, oncolites et quelques débris de tests et de Crinoïdes (LM 2263). L'épaisseur ne dépasse pas 10 m.

4 *Dolomies grises ou rougeâtres bien stratifiées, ou en gros bancs très altérés.* Elles ne peuvent être séparées des couches de même faciès qui constituent une grande partie du Jurassique supérieur.

Dans cette coupe, le Jurassique moyen est entièrement dolomitisé à l'exception d'un mince niveau à chailles, attribué au Bajocien par analogie de faciès et qui peut d'ailleurs être lui aussi localement transformé en dolomies caverneuses rougeâtres.

Ce n'est qu'au Nord de Vérignon, juste avant le carrefour de la D 6 et de la D 149 que l'on observe de nouveau les calcaires en plaquettes calloviens reposant sur les dolomies bathoniennes très altérées. Ils supportent alors un Jurassique supérieur à faciès calcaire.

2°) GORGES DE LA NARTUBY AU NORD DE REBOUILLON.

Au Nord de Draguignan, les gorges de la Nartuby recoupent une unité synclinale formée par les couches du Jurassique moyen. La succession observée est complexe et ne peut être interprétée qu'à partir des coupes étudiées plus à l'Est. Au Nord de Rebouillon, la base de la série est visible au bord de la route, à partir du point (carrefour avec un chemin de terre partant vers la droite) où elle sort des éboulis qui recouvrent le Keuper et le Rhétien (coupe figure 69).

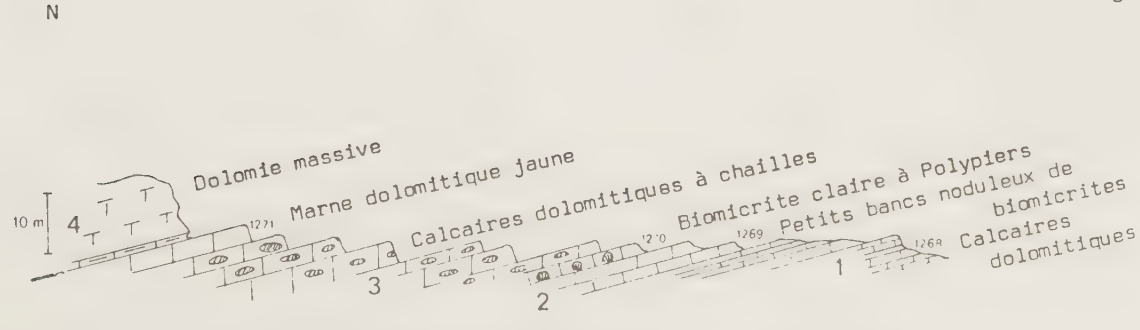


Figure 69 : Coupe de la base du Jurassique moyen au Nord de Rebouillon.

7 *Gros bancs de dolomies grises, présentant parfois un aspect noduleux.* Ils sont en partie masqués par des éboulis. Au sommet on retrouve quelques chailles dans des pelsparites dolomitiques à débris de tests (1309). Un couloir d'éboulis marque le passage d'une petite faille.

Plus haut, la route est profondément entaillée dans des gros bancs de teinte beige à jaune, et permet de bonnes observations. La suite de la coupe est donnée par la planche IL.

8 *Petits bancs beiges ou roux : intrasparites fines, dolomitiques* (LM 1308) à petits grains de quartz, intraclastes, petits oncolites très abîmés par la recristallisation, entroques, débris d'Ophiures et de Bryozoaires. Ils sont surmontés par un premier niveau massif de même composition.

9 *Gros bancs massifs (base de la falaise).* Ce sont des biomicrites dolomitiques (LM 1307) à petits grains de quartz, oncolites (Cyanophycées), rares entroques et débris de tests. Au sommet, sous un joint bien marqué, on observe quelques oolites ferrugineuses isolées.

10 *Bancs moins épais formés de biomicrites à débris d'Ophiures* (LM 1306). Ils renferment toujours de nombreux grains de quartz. Puis viennent des pelmicrites gréseuses (LM 1305) un peu argileuses à rares entroques et Foraminifères.

11 *Gros bancs de pelsparites, visibles au bord de la route, ne renfermant que des allochems de petite taille :* pellets, entroques, tests fins. On observe également des Brachiopodes entiers et des grains de quartz abondants (LM 1304).

12 *Couches très massives formées d'oosparites.* Elles renferment de grosses oolites à nombreuses couches (LM 1303'), des entroques et quelques intraclastes. Les petits grains de quartz deviennent plus rares. Plus haut le même faciès se poursuit, avec toujours de grosses oolites cimentées par une pelsparite fine à petits débris (LM 1302).

13 *Dernier banc massif formé de pelsparites* (LM 1301) *à petits quartz, articles de Crinoïdes et débris de tests.* Les Foraminifères, qui étaient très rares dans les couches sous-jacentes, sont abondants : petites formes arénacées (*Verneuilinidae*), *Pfenderina* sp., *Spirillina* sp. et débris de *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK.

14 *Petits bancs d'oosparites jaunes ou rousses à litages obliques ou entrecroisés à la partie supérieure.* Les oolites sont généralement de petite taille (LM 1300) et ne présentent le plus souvent qu'une seule couche. Les autres allochems sont très rares : débris de tests fibreux, entroques, Algues (*Polygonella* ?), Foraminifères (*Verneuilinidae, Protopeneroplis striata*).

Une passée plus grossière (LM 1299) renferme de gros intraclastes de micrite et, plus rarement d'oosparite ou de calcite finement cristallisée, des grains de quartz monocristallins dépassant 2 mm de diamètre (quartz de type rhyolitique ?) des fragments de Polypiers et des oolites brisées. Le tout est cimenté par une oosparite fine de même faciès que les bancs encaissants.

15 *Gros bancs d'intra-oosparites, montrant des litages obliques très nets* (après un couloir d'éboulis). A la base (LM 1297"), les allochems sont assez gros, et sont souvent déformés au contact les uns des autres, surtout les intraclastes de micrites qui, résultant de l'agglomération de particules fines, sont encore mous au moment de leur dépôt. On observe également des gros grains de quartz, souvent fissurés, des intraclastes (micrite, plus rarement calcite cristallisée, pelsparite et oomicrite), des oolites, des débris de tests, des entroques et quelques Foraminifères. Plus haut (LM 1297') les allochems sont plus petits et on observe quelques grains de phosphates remaniés. Le dernier banc, qui ravine légèrement la couche sous-jacente, est à grain fin. Les petits quartz deviennent très rares et disparaissent dans les formations sus-jacentes.

16 *Gros bancs de micrite beige très clair ou blanche.* Ils renferment de petits oncolites beige plus foncé et des débris de tests de Gastéropodes. Localement, la roche est recristallisée, et montre des "nids" centimétriques d'intrasparite. Au microscope (LM 1296') on observe d'ailleurs par places des intramicrites avec de minuscules *bird-eyes*. Les intraclastes sont peu abondants et irrégulièrement répartis : oncolites, tests recristallisés, tests fins et Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp., *Haurania* sp., *Verneuilinidae* à tests épais et granuleux).

17 *Banc de micrite beige, à taches rousses, imprégné de limonite.* Il renferme de très nombreuses valves d'Ostracodes (LM 1295') souvent encore en connexion et quelques Gastéropodes.

des éboulis de pente consolidés.

1°) COUPE DE BLAQUE MEYANNE.

Au Nord de Bargemon, la route du col du Bel Homme (D 25) permet d'observer sur le flanc méridional de Blaque Meyanne (signal 1032) une coupe presque continue de la série médio-jurassique. Les couches du Bajocien et du Bathonien qui présentent un faible pendage vers le Nord, sont visibles entre le virage de coordonnées x=940,750 y=157,200, au Sud du signal et le col. Les assises terminales du Bathonien et le Callovien ont été étudiées le long de la piste qui monte à la table d'orientation installée au sommet de Blaque Meyanne, avant le virage en lacet situé sur le flanc nord-est de la montagne où affleure l'Oxfordien (non signalé sur la feuille de Fayence au 1/50.000). La succession (figure 70) a été détaillée sur les planches XLVIII (Bajocien), IL et L (Bathonien et Callovien).

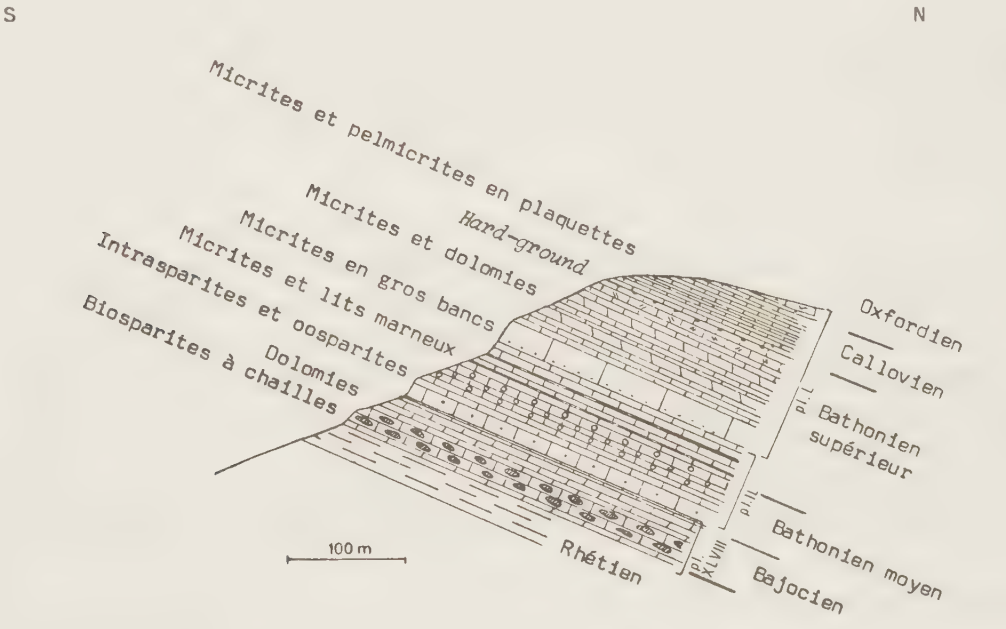


Figure 70 : Coupe du Jurassique moyen à l'Est du signal de Blaque Meyanne.

1 *Petits bancs de biomicrite dolomitique à entroques et débris de tests* (1317). Ils affleurent près du virage cité plus haut et reposent sur les marnes et calcaires noirs du Rhétien.

2 *Petits bancs à chailles abondantes.* Ils sont formés de biomicrites en partie recristallisées, à allochems silicifiés (LM 1316) : articles de Crinoïdes, débris de tests et de Bryozoaires.

3 *Gros bancs de bio-intrasparite de teinte gris clair.* Ils renferment des intraclastes de petite taille, des entroques et des débris de tests. On observe en outre des sections de Gastéropodes, des colonies d'Annélides et des fragments de Bryozoaires (LM 1315).

4 *Biopelsparite sans grains de quartz* (LM 1312). Les allochems sont de plus petite taille, et associés à quelques petites colonies de Polypiers non remaniés, à des oncolites, des spicules et de très rares Foraminifères (*Cristellaria* sp.).

5 *Petits bancs noduleux de biopelmicrite fortement recristallisées.* Les allochems (spicules, débris calciteux très petits) sont difficilement identifiables (LM 1311).

6 *Lit marno-dolomitique jaunâtre surmonté par un gros banc de biomicrite dolomitique à chailles* (1310) *renfermant encore quelques oncolites.*

27 *Micrites dolomitiques à vestiges de petits grumeaux noirs.*

28 *Gros banc d'intra-biosparudite jaune à beige clair* (LM 1280'). Il renferme des allochems de tailles variées pouvant atteindre 1 cm : intraclastes de micrite, dont certains dolomitiques, paraissant provenir des bancs sous-jacents, gros oncolites (Codiacées recristallisées), entroques, débris de Bryozoaires et rares *Lituolidae*. Il est surmonté par des biopelmicrites (LM 1280) beiges à sections de Brachiopodes (Rhynchonelles) et de Scaphopodes, pellets et petits oncolites.

29 *Couches formées par des micrites beiges* (1279') *et par des dismicrites dolomitiques rosées à très nombreuses plages de calcite claire.* Toutefois on n'observe pas de *bird-eyes* bien caractérisés.

30 *Gros bancs formés par des biopelsparites* (LM 1278) *à petits oncolites, scaphopodes et rares Cristellaria* sp.

31 *Micrites, souvent très fines* (1277"), *légèrement dolomitisées* (20 m).

32 *Dernière passée d'intrasparudite* (LM 1277). Elle renferme des intraclastes, des oncolites (Codiacées) et des Foraminifères parmi lesquels *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Ammobaculites* sp., *Haurania* sp., *Kilianina* sp. et des Trocholines. Cette microfaune indique un âge bathonien supérieur. Au-dessus, un banc de micrite à tests fins est terminé par un joint ferrugineux, malheureusement peu visible.

33 *Niveau de biopelmicrite* (1276) *renfermant des grains de glauconie, des entroques, des tests fins et quelques petites silicifications.* La microfaune comporte surtout *Cristellaria* sp. et *Spirillina* sp. Ce banc peut marquer la base des couches calloviennes.

34 *Micrites et pelmicrites en petits bancs, assez épaisses.* Elles ont fourni au sommet des débris de fossiles (Brachiopodes, Ammonites). Leur faciès est celui des couches calloviennes.

35 *Biomicrite glauconieuses à petits grains de phosphates, représentant l'Oxfordien moyen* (virage en lacet de la piste).

Au Nord de Bargemon, le Jurassique moyen, qui atteint une puissance de 240 m, est entièrement calcaire, malgré quelques passées dolomitiques. Les fossiles sont très rares : quelques Lamellibranches et des Rhynchonelles dont *Rhynchonella decorata* SCHLOTH., dans les horizons supérieurs. Aucune Ammonite n'a jamais été signalée. Les seules subdivisions possibles seront donc basées sur les microfaciès.

a) A la base les calcaires siliceux, de teinte claire, ou parfois rousse, sont formés de biomicrites à entroques et oncolites, et de biopelmicrites. Les intercalations dolomitiques sont fréquentes (*1-7*).

b) Au-dessus peut être distingué un ensemble biomicrites, pelsparites et biointrasparites, à grains de quartz, souvent dolomitisées (*8 - 11*) qui ne renferment pratiquement pas de Foraminifères.

c) Les oosparites à litages obliques renferment quelques grains de quartz et une microfaune variée : Miliolés, petits *Verneuilinidae* et *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK (*12 - 15*).

d) La formation des micrites claires à lits marneux et niveaux remaniés à *bird-eyes* est très caractéristique. Toutes ces couches sont un peu argileuses et se présentent sur le terrain, lorsque les affleurements sont mauvais, sous forme de "miches" ou de plaquettes blanchâtres tachées de rouille. La microfaune est souvent riche : parmi les formes paraissant caractéristiques de ce faciès, on peut citer des gros *Verneuilinidae* à tests épais et granuleux, des *Pseudocyclamina* sp., *Pfenderina* sp., *Haurania* sp., *Kurnubia* sp. et *Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMANN. Les Algues calcaires (Codiacées) sont également fréquentes.

Les *bird-eyes* sont fréquents. Ce banc est surmonté par un lit de marne gris-verdâtre (1295). Ce niveau correspond sans doute à un épisode de dépôt en eaux déssalées ou lacustres, car il ne renferme aucun Foraminifère.

18 *Banc, à base ondulée, de micrite claire à taches rouille, renfermant des débris de tests recristallisés* (1294) *, surmonté par des biomicrites* (LM 1293). Ces dernières renferment des tests recristallisés, des oncolites, des débris de *Polygonella* sp., des Foraminifères (*Verneuilinidae* à tests épais, *Pseudocyclamina* sp., *Pfenderina* sp., *Kurnubia* sp., et Milioles).

19 *Bancs de teinte plus foncée.* Ils comportent à la base des micrites remaniées, prenant l'aspect d'intrasparites à ciment peu développé ou d'intramicrite, surmontées par des dismicrites grises ou beiges, à tâches jaunes, montrant des petits *bird-eyes* et des terriers remplis de marne. On observe également des petits lits concrétionnés parallèles à la stratification (éch.1292'). Aucune structure d'origine organique n'est visible, en lame mince, dans cette roche qui ne renferme pratiquement pas d'allochems. Par contre elle montre une "micro-fragmentation" qui pourrait résulter de la formation de fentes de dessication. Mais les affleurements ne permettent pas d'observer la surface surmontée par un lit de marnes vertes (1292), pour y rechercher des *mud-cracks*.

20 *Couches massives de micrite beige clair à "îlots" de calcite claire (mais sans véritables bird-eyes) et à tests recristallisés.* Elles supportent des intramicrudites (LM 1291) à gros oncolites. Les intraclastes sont de même nature que le ciment et proviennent du remaniement sur place du sédiment. On observe quelques Ostracodes et des Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp., *Verneuilinidae*, *Pfenderina* sp. et *Kurnubia* sp.).

21 *Lits noduleux gris renfermant de très nombreux tests de Lamellibranches accumulés les uns sur les autres.* Ils sont surmontés par un banc de micrite beige (LM 1290) renfermant à la base des tests recristallisés et des Foraminifères, et plus haut des petits intraclastes blancs et des terriers remplis d'intrasparites (1289).

22 *Gros banc* (LM 1288) *formé d'intramicrite beige* renfermant des petits oncolites, des tests recristallisés, des intraclastes (plus clairs que le ciment) et des Foraminifères (*Verneuilinidae* à tests épais, *Pfenderina* sp., *Pseudocyclamina* sp.). Au-dessus, des biomicrites très fines, grises, renferment des tests recristallisés, des Ostracodes, *Haurania* sp. et *Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMAN.

A partir de ce point, la coupe a été levée sur le sentier qui recoupe le lacet et rejoint la route au col.

23 *Lit noduleux, parfois concrétionné, surmonté par un banc à alternances centimétriques de lits micritiques à Foraminifères et d'intrasparites à oncolites et rares Ostracodes.* Au-dessus se placent des micrites beige clair (LM 1286') à très rares Ostracodes.

24 *Biomicrites beiges un peu ferrugineuses.* Elles renferment surtout des tests recristallisés, des oncolites et des Ostracodes (1286). Elles sont surmontées par des micrites à rares allochems (LM 1285') et des dismicrites à petites sphères calciteuses (LM 1285).

25 *Gros bancs de micrites à oncolites* (Cyanophycées et Codiacées). Ils renferment également des débris de tests, des Foraminifères (*Verneuilinidae, Lituolidae*) et ainsi que de gros intraclastes anguleux micritiques bruns ou gris foncé, à contour net, analogues aux "grumeaux noirs" des calcaires blancs portlandiens. Ils sont bien visibles sur le chemin de la table d'orientation, au premier virage, où l'on retrouve les mêmes couches (LM 1284).

La suite de la coupe, levée le long de ce chemin, est moins détaillée à cause de la mauvaise qualité des affleurements. Elle est donnée sur la planche L.

25 *Gros bancs de micrites à oncolites, avec passées d'intramicrudites provenant du remaniement sur place du sédiment, se développant sur une dizaine de mètres d'épaisseur.*

26 *Gros banc d'intrasparudite recristallisée* (LM 1283). Il renferme des gros oncolites et des Foraminifères dont des *Verneuilinidae*. De plus une mauvaise section de *Meyendorffina* sp. a été observée. Au-dessus se développent de nouveau les micrites, à traces de remaniements, renfermant toujours quelques oncolites et des Foraminifères (LM 1282) : *Verneuilinidae* à tests épais, *Haurania* sp., *Pfenderina* sp., *Nautiloculina* sp. et rares *Meyendorffina*.

b) VALLON DE NANS.

La route Napoléon (RN 85) traverse entre Escragnoles et St-Vallier plusieurs unités jurassiques : le Jurassique moyen est fortement dolomitisé à la base de la série chevauchante de Caussols au Nord des Amphons ; par contre, le flanc nord du repli anticlinal du vallon de Nans (qui fait partie de la série de Briasq) montre au-dessus du Bajocien dolomitique, quelques mètres de biomicrites à oncolites rougeâtres et un banc à oolites brunes qui sont directement surmontés par les micrites blanches à lits marneux. *La formation oolitique inférieure a donc presque totalement disparu.*

c) ENVIRONS DE ST-VALLIER.

Le Jurassique des environs de St-Vallier a fait l'objet des minutieuses études de A. Guébhard, dont la synthèse a été publiée en collaboration avec W. Kilian en 1905. En ce qui concerne le Jurassique moyen, ces auteurs ont défini de bas en haut les horizons suivants :

1 *Calcaires roux ou bruns à chailles.* **Ils sont très souvent dolomitisés à la partie inférieure, tandis que les assises moyennes, très siliceuses, montrent des lits à entroques et sont surmontées par un niveau à oolites brunes. Le seul fossile pouvant fournir des indications stratigraphiques, *Terebratula ventricosa* ZIET., indique un âge bajocien. Mais aucune Ammonite n'ayant jamais été trouvée dans cette formation, il est impossible de donner plus de précisions.**

2 *Banc à oolites brunes.* **Il a fourni *Rhynchonella hopkinsi* M'COY et *Alectryonia costata* SOW. ; il est surmonté par des gros bancs renfermant des tests et des Polypiers recristallisés, séparés par des lits noduleux. Au-dessus, des calcaires argileux en plaquettes renferment *Ostrea sandalina* GOLDF. et *Eudesia cardium* DESH.**
***Des bancs dolomitiques à grosses oolites, correspondant en fait à des oncolites,* couronnent cette formation.**

3 *Calcaires très fins à Rhynchonella decorata* **SCHLOTH.,** *surmontés par des niveaux noduleux, puis par des calcaires à petites sphères calciteuses et des bancs tachetés.*

4 *Barre très constante de dolomies grises* **(50 m).**

Les formations **2 - 4**, qui n'ont jamais fourni d'Ammonites, sont attribuées au Bathonien : les faunes de Brachiopodes et de Lamellibranches se rapportent aux parties moyenne et supérieure de l'étage (*op. cit.*, p.762). Le Bathonien inférieur manquerait donc dans cette région.

5 *Calcaires en plaquettes renfermant souvent vers le sommet des Térébratules.* **Ils ont fourni près de Mons une riche faune d'Ammonites (déterminée par W. Kilian) qui indique le Callovien moyen. Une révision de ces faunes serait nécessaire pour obtenir de meilleures précisions.**

Cette stratigraphie déjà ancienne reste valable actuellement, mais beaucoup d'affleurements décrits par A. Guébhard sont maintenant inaccessibles à cause des constructions (quartier de Roquevignon près de Grasse) ou très dégradés notamment dans la colline de Lauteron, entre St-Vallier et Cabris. Notre travail permet néanmoins de confirmer certaines attributions stratigraphiques.

3°) LE JURASSIQUE MOYEN DE L'UNITE DE CAUSSOLS ET DE SON SUBSTRATUM.

Une coupe, effectuée au Sud du village de Caussols, permet d'observer le Jurassique

Certains bancs renferment des Gastéropodes de petite taille, ainsi que des Ostracodes. Ces derniers sont localement très abondants. Cette formation (*16* à *24*), qui s'étend largement vers l'Est, comporte des faciès de très faible profondeur, avec des traces d'émersion et, peut-être, des bancs déposés dans des eaux dessalées.

e) La partie supérieure des calcaires (*25* à *32*) présente des gros bancs de micrite et de biomicrite, souvent dolomitisés, avec des passées d'intrasparudites qui renferment la microfaune habituelle du Bathonien supérieur : *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, *Haurania* sp., *Nautiloculina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. Il semble que les *Rhynchonella decorata* SCHLOTH. récoltées par A. Lanquine proviennent de cette formation, dont l'âge bathonien supérieur est certain.

f) Les micrites et pelmicrites qui terminent la série (*33* et *34*) et qui renferment une microfaune complètement différente, peuvent représenter le Callovien, par comparaison avec les assises fossilifères de même faciès des environs de Mons, au Nord de Fayence.

2°) VARIATIONS ET EXTENSION DES FORMATIONS MEDIOJURASSIQUES ENTRE BARGEMON ET ST VALLIER-DE-THIEY.

A l'Est de Bargemon, les formations du Jurassique moyen sont bien développées dans les unités chevauchantes vers le Sud-Est qui se développe entre Seillans et Escragnoles, ainsi que dans les séries tabulaires de Fayence - Montauroux - St-Cézaire - St-Vallier. Mais il est très difficile d'étudier des successions complètes, car les calcaires à lits marneux (d) correspondent généralement à des dépressions. De plus la dolomitisation, très irrégulière, peut affecter n'importe quel niveau.

a) COUPE DE BOURIGAILLE.

Entre Fayence et Mons, la RN 563 permet d'observer à plusieurs reprises les formations médiojurassiques. Les bancs oolitiques du Bathonien sont bien visibles au Sud du château de Bourigaille, dans une succession qui se rattache à l'unité autochtone de Fayence - Montauroux. Les couches peuvent être étudiées au bord de la route, près d'une carrière exploitée au Nord du lieu-dit "La Péjade".

1 *Dolomies grises, surmontées par des biomicrites à ciment localement recristallisé* (LM 1320). **Elles renferment des débris de Polypiers, quelques oolites, des Gastéropodes, des oncolites et de très rares entroques.**

2 *Horizon roux, ferrugineux* (1321), *en partie dolomitisé, renfermant des entroques et des débris de tests.*

3 *Oosparites* (10 m). **Le grain est plus fin à la base qu'au sommet où les litages obliques sont très nets. Les oolites ont souvent un grand nombre de couches entourant des nucléus micritiques ou parfois des petits grains de quartz. On observe quelques gros intraclastes de micrite gréseuse non oolitisés (LM 1322). Les Foraminifères sont très rares, à l'exception de quelques petites formes arénacées et de Trocholines.**

4 *Micrites claires à lits marneux.* **Elles sont visibles au-delà du virage 625,2 (carrefour du chemin de Bourigaille), mais sont recouvertes anormalement au Nord par le Keuper (pelouses du château).**

Cette petite coupe montre que *les horizons inférieurs aux calcaires fins à lits marneux (d) se réduisent en direction de l'Est* ; les biomicrites silicifiées (Bajocien) sont ici entièrement dolomitisées.

Codiacées. Les Foraminifères sont variés avec en particulier *Meyendorffina bathonica*, des *Acervulinidae* (sections multicellulaires), *Kilianina* sp., etc... Vers le haut, la taille des allochems, souvent jointifs, diminue (LM 863 et 862), mais leur nature varie peu.

7 *Petits bancs dolomitiques et micrites bien stratifiées.* On observe des micrites très fines, de teinte beige clair, qui renferment de très petits grains de quartz et de très rares débris organiques (LM 861'). Les Foraminifères sont également rares (*Spirillina* sp.). Vers le haut, le grain de la roche est moins fin, et on passe à des pelmicrites en plaquettes renfermant parfois de la glauconie et des tests de Scaphopodes. La puissance totale est d'environ 30 m. Presque au sommet, on observe un horizon à *Terebratula* sp., surmonté par deux bancs de pelmicrite (LM 855) glauconieuse, à sections de petites Ammonites, et *Spirillina* sp.

8 *"Banc vert" : biomicrite très glauconieuse à fossiles de l'Oxfordien moyen remaniés.*

Cette coupe comporte d'abord le sommet des micrites remaniées, à lits marneux, de la partie moyenne du Bathonien, puis les gros bancs calcaires datés de la partie supérieure de l'étage par la microfaune (*2-6*). La formation terminale micritique représente le Callovien, avec au sommet le lit à Brachiopodes signalé à St-Vallier par W. Killian et A. Guébhard (1905).

4°) LE JURASSIQUE MOYEN DE L'UNITE DES BAOUS.

Plus à l'Est, l'unité chevauchante des Baous forme les reliefs qui dominent Vence, St-Jeannet et Carros. Les formations du Jurassique moyen, qui sont situées à la base de la série, sont le plus souvent masquées par des éboulis de pente, souvent consolidés. Aucune coupe continue n'ayant pu être observée, la succession a été établie à partir de plusieurs levers partiels effectués au Nord-Ouest de Vence, dans les deux ravins parallèles de la Lubiane et du Malvan (carte figure 71).

La partie inférieure a été levée (planche LII) dans le haut du vallon du Malvan, entre La Combe de Barbe et le Jas Neuf (plan directeur Roquesteron n°7). La coupe débute au point où le fond du ravin est coupé par une petite falaise (coordonnées x=981,710 y=171,560).

1 *Calcaires dolomitiques roux, en petits bancs.* Ils forment la falaise précitée : biomicrites à entroques, Scaphopodes et rares *Nubecularia* (764'). Des bancs très ferrugineux (LM 764), de même faciès, renferment en outre un peu de glauconie et des Foraminifères : *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et petits *Lituolidae*.

2 *Gros bancs de biomicrite jaune ou rousse, bien visibles sur la rive droite du ravin.* Ils renferment des entroques, des débris de tests, des spicules, des tubes d'Annélides et quelques Foraminifères (LM 765).

3 *Intrasparites en petits bancs et à grain fin* (LM 765'). Elles renferment des intraclastes (micrite), des oolites, des oncolites (Cyanophycées), des débris de tests et quelques fragments de Bryozoaires. La microfaune reste pauvre.

4 *Biopelsparites rousses, peu siliceuses, à entroques, tubes d'Annélides et spicules.*

5 *Petits bancs ondulés très siliceux.* Ils sont formés de pelsparites (LM 766') renfermant quelques intraclastes, des oolites de petite taille, des Bryozoaires entiers, quelques Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.). La silicification affecte surtout les allochems, et non le ciment, ce qui explique l'aspect grenu de certaines chailles.

Les horizons plus élevés de cet ensemble calcaire affleurent dans une falaise située sur la rive droite du ravin, en direction de l'arbre coté 791,4.

6 *Intrasparites de teinte claire, dépourvues de chailles, renfermant de nombreux pellets, des débris de tests fibreux et quelques oolites* (LM 767). Elles sont surmontées par des

moyen au voisinage de la crête, au Sud du lieu-dit "Le Montet". Les calcaires roux bajociens affleurent au-dessus de la ferme Merle, dans des petites falaises. Ils sont surmontés par des bancs à oolites brunes (LM 2488) rappelant le banc *12* de Blaque Meyanne : oosparites à petits quartz, grosses oolites à nombreuses couches, petits intraclastes, débris de tests et rares Foraminifères.

Au-dessus, les bancs de micrite argileuse, avec lits noduleux, sont peu épais. Ils supportent des calcaires (100 m) à lentilles dolomitiques. Des bancs d'intrasparudites à oncolites (Codiacées) ont fourni une riche microfaune du Bathonien supérieur : *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON, *Kilianina* sp., *Haurania* sp., *Kurnubia* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Nautiloculina* sp., *Verneuilinidae* à tests épais, Trocholines, Milioles et *Acervulinidae* (LM 871). Cet échantillon a été prélevé à l'Est de la cote 1274,7, près d'un groupe de petites dolines.

Les calcaires en plaquettes calloviens sont visibles juste au Sud des cotes 1273,5 et 1280,5. Ils sont peu fossilifères et sont surmontés par les couches glauconieuses de l'Oxfordien.

Ces affleurements de la crête de Caussols se prêtent mal au lever d'une coupe détaillée. Aussi, les horizons calcaires qui terminent le Bathonien ont-ils été étudiés plus à l'Ouest sur la route de Caussols à St-Vallier.

Au Nord du col de Ferrier, la D 5 traverse l'extrémité orientale du repli anticlinal du vallon de Nans. Le flanc méridional de cette structure permet d'observer une très bonne coupe des calcaires supérieurs du Bathonien (planche LI) entre les points de coordonnées x=964,810 y=167,720. Les zones dolomitisées sont peu importantes et ne gênent pas une étude assez complète.

1 *Bancs de micrites, avec traces de remaniements* (intraclastes) *formant une voûte anticlinale.* **Ils renferment des *Verneuilinidae* à tests épais (LM 866) et sont séparés par des lits de marnes jaunâtres ou grises à petits débris calciteux et rares valves d'Ostracodes. Les gros bancs sus-jacents montrent des intramicrudites (LM 867) à oncolites et très rares débris de tests. Les allochems ont la même composition que le ciment, ce qui indique que ce faciès résulte d'un remaniement sur place des boues calcaires. La microfaune est plus riche dans un très gros banc (LM 868) : gros *Verneuilinidae* à tests épais, *Pfenderina* sp., *Haurania* sp. et Milioles.**
Un dernier banc de micrite est surmonté par des lits de marno-calcaires gris, et par un niveau de biomicrite à oncolites (Cyanophycées et Codiacées), et Foraminifères, montrant par places des plages de calcite claire rappelant les *bird-eyes* (LM 870).

2 *Couches massives, à passées dolomitiques, d'intrasparudites.* **Elles renferment de gros intraclastes de micrite (*lumps* résultant de l'agglomération de particules fines), de rares entroques, des débris de tests. La microfaune est variée : *Acervulinidae*, gros *Verneuilinidae*, *Lituolidae* (*Pseudocyclamina* sp.), *Nautiloculina* sp., *Pfenderina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Haurania* sp. et Milioles (LM 870').**
Au-dessus, les allochems sont plus petits (LM 870") et des oolites apparaissent. La microfaune est toujours riche, avec en particulier *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON.

3 *Bancs calcaires très épais et irrégulièrement dolomitisés.* **On observe seulement des fantômes d'allochems et des fragments de Polypiers.**

4 *Intra-oosparudites blanches, renfermant des intraclastes variés* (micrite, oosparite, oomicrite, biomicrite, calcite cristallisée), des débris de tests et de Polypiers, des oncolites (Codiacées), des petites oolites et quelques Foraminifères, dont *Pseudocyclamina* sp. (LM 864').

5 *Bancs de teinte beige, un peu ferrugineux, surtout au sommet,* formés d'oosparites (LM 864) fines renfermant quelques débris de tests et des Foraminifères (Trocholines).

6 *Intrasparudites hétérométriques.* Elles renferment des débris de Bryozoaires, de Polypiers et de Stromatopores ?. Les Algues sont abondantes (LM 863') avec *Baccinella* sp. ? et des

La suite de la série a été étudiée plus à l'Est, dans le vallon de la Lubiane, en bordure de la route (D 2). Les couches dessinent une large voûte anticlinale d'axe Est-Ouest, dont la charnière est constituée par les calcaires bajociens. La coupe a été levée en plusieurs tronçons successifs, situés entre les points de coordonnées x=983,780 y=171,420 et x=983,360 y=171,880. Elle débute par la partie supérieure des calcaires bajociens.

L'ensemble est schématisé sur la coupe de la figure 72, tandis que la planche LIII donne le détail des calcaires bathoniens.

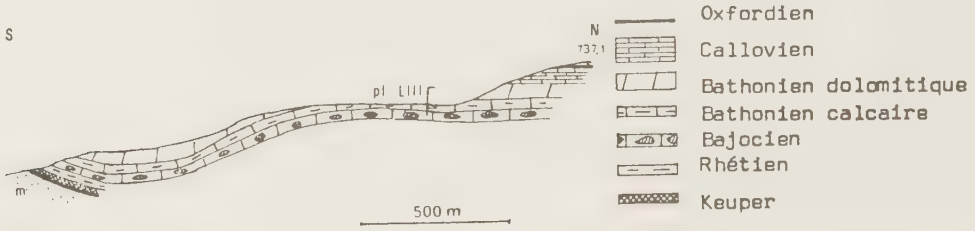


Figure 72 : Coupe de l'unité des Baous dans le vallon de la Lubiane.

5' *Bancs ondulés, à joints irréguliers formés d'intrasparites fines, à chailles blanchâtres.* Ils renferment des *Alectryonia* sp. et des gros fragments de tests de Trichites. Les Foraminifères sont assez rares : petits *Lituolidae*, *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. (LM 729). Lorsque la roche est dolomitisée, les chailles sont progressivement remplacées par des géodes remplies de calcite. Cette transformation commence par le centre : la calcite remplace progressivement la silice qui ne forme bientôt plus qu'un mince liseré périphérique (éch. 730 A).

6' *Petits bancs de pelsparites à joints ondulés.* Ils renferment des spicules, des débris de tests et quelques colonies d'Annélides. La partie supérieure des bancs montre des terriers remplis d'un matériel micritique (LM 730).

7' *Intrasparites rousses à litages obliques soulignés par des entroques.* Elles renferment de gros débris de Crinoïdes (LM 732) et des spicules, des Bryozoaires entiers et de nombreux *Glomospira* sp. (LM 732' et 733). Les oolites deviennent fréquentes dans les deux derniers bancs.

8' *Brèche polygénique à gros éléments sans encroûtements ferrugineux.* Ce banc singulier, qui mesure 40 cm d'épaisseur, n'est visible qu'au bord de la route, au point de coordonnées x=983,750 y=171,500. Il repose sur la surface légèrement ravinée des calcaires bajociens.

Les éléments de la brèche peuvent atteindre 4 à 5 cm de diamètre. On observe (LM 734) : des pelsparites à entroques et *Glomospira* sp., souvent silicifiées, provenant du Bajocien sous-jacent, des intra-oomicrites et des oomicrites à entroques également silicifiées, des intrasparites à oncolites, Bryozoaires et *Glomospira*, des pelsparites fines à Trocholines, des intrasparites à oncolites de Codiacées et Brachiopodes entiers et débris de Polypiers, et enfin, des calcaires dolomitiques fins noirs ou jaunâtres. Toutes ces roches semblent provenir de la destruction de bancs bajociens ou bathoniens. Il faut noter que les silicifications semblent antérieures à la formation de la brèche.

Le ciment est constitué par une biosparudite renfermant quelques gros grains de quartz, des articles de Crinoïdes, des intraclastes de micrite, des oncolites (Solénoporacées), des oolites ferrugineuses et des petits grains d'hydroxydes de fer. Ces derniers éléments semblent provenir de la destruction de la croûte ferrugineuse observée dans le vallon du Malvan.

9 *Biomicrites souvent argileuses, alternant avec des marnes jaunes ou verdâtres renfermant des nodules de biomicrites brunes ou noires à oncolites.* Les niveaux fins montrent souvent des *bird-eyes*. La microfaune est abondante dans certains bancs (LM 744) : gros *Verneuilinidae* à tests épais, *Pseudocyclamina* sp., *Pfenderina* sp., *Haurania* sp., *Nautiloculina* sp. Vers le haut, on passe à des gros bancs de micrite, un peu argileuse, montrant

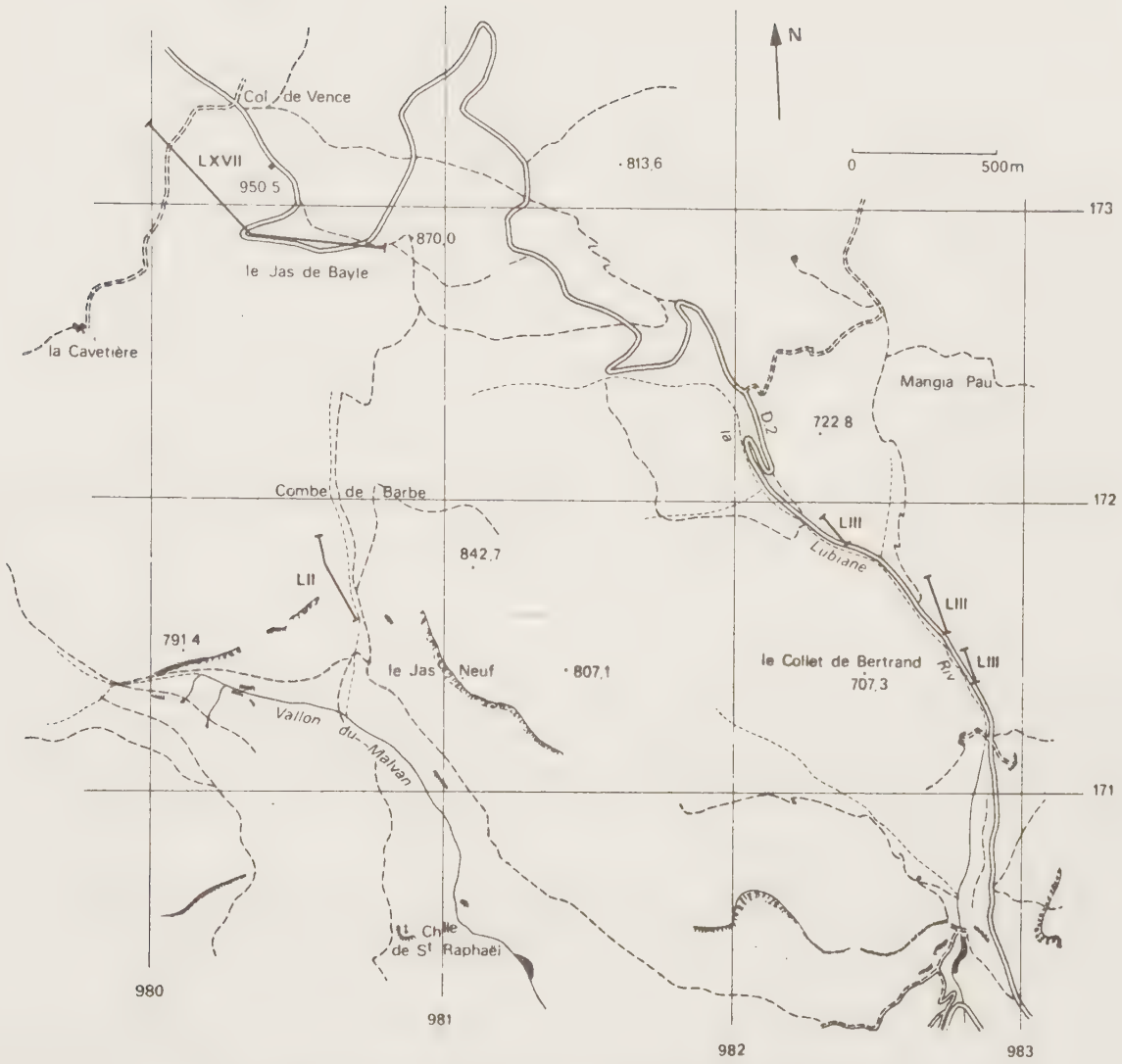


Figure 71 : Situation des affleurements jurassiques étudiés dans l'unité chevauchante des Baous au Nord de Vence.

pelsparites renfermant de très rares grains de quartz (LM 767').

7 *Bancs d'intrasparites fortement imprégnés d'hydroxydes de fer, formant également des encroûtements au sommet de la formation.* Ils renferment de gros intraclastes (micrite, parfois recristallisée, biomicrite), des entroques, des oncolites et des spicules (LM 768). La microfaune est toujours pauvre (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. et petits arénacés). Ces intrasparites sont surmontées par des oosparites fines (LM 769), formant un niveau de miches et un banc plus massif. Elles renferment des débris d'Algues (*Polygonella* sp.) et des Foraminifères (Milioles, Trocholines).

8 *Alternances de marno-calcaires et de biomicrites à gros oncolites de Codiacées et Acervulinidae* (LM 774). Mais il est impossible de lever une coupe de cette formation.

Les niveaux *1* à *7* peuvent être attribués au Bajocien, par analogie avec les couches fossilifères de même faciès des environs de St Vallier. L'étage repose directement sur le Rhétien, mais les dolomies hettangiennes se développent plus au Sud-Ouest, dans l'unité autochtone des gorges du Loup. L'horizon ferrugineux qui couronne le Bajocien a été retrouvé en d'autres points de la région.

5°) LE JURASSIQUE MOYEN ENTRE GRASSE ET ANTIBES.

Le Jurassique de la couverture sédimentaire orientale du massif cristallophyllien du Tanneron est très peu plissé. Mais il est coupé par de très nombreuses petites failles qui empêchent l'observation de successions complètes. On peut remarquer que même les profondes tranchées de l'autoroute Estérel-Côte d'Azur ne montrent pas de bonnes coupes. De plus les affleurements sont rares dans ce pays de petites collines peu accidentées. Aussi des incertitudes subsistent-elles en ce qui concerne la succession lithologique des assises médio-jurassiques de ce secteur, néanmoins intéressant par les formations argileuses bathoniennes depuis longtemps signalées sur la feuille d'Antibes 1/80.000, 1° édition, près de Vallauris.

Plusieurs études récentes (L. Ginsburg, 1959, 1961 ; J. du Rouchet, 1952) ont donné des résultats contradictoires sur la coupe du Bathonien de la Valmasque, au Nord de Vallauris. Nous n'avons pas repris l'étude d'ensemble du secteur, ce qui aurait demandé un temps considérable, mais seulement levé une coupe dans les gorges inférieures du Loup et une autre dans le quartier des Claussonnes, où sont localisées les anciennes exploitations d'argiles.

a) COUPE DES GORGES INFERIEURES DU LOUP.

Entre le Pont du Loup et La Colle-sur-Loup, la vallée, suivie par la D 6, est profondément entaillée dans une série jurassique presque entièrement dolomitisée. Seuls ont pu être étudiés le Bajocien et la base du Bathonien, au lieu dit "Les Valettes", au Sud-Ouest de Tourette-sur-Loup (figure 73).

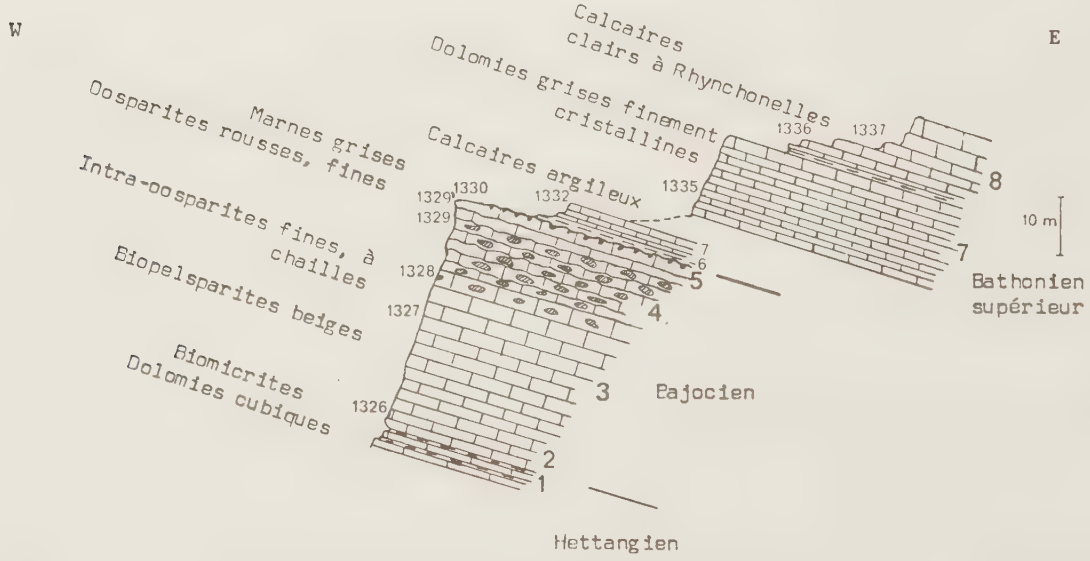


Figure 73 : Coupe de la base du Jurassique moyen des basses gorges du Loup, au Sud-Ouest de Tourette.

1 *Dolomies à débit cubique, souvent recouvertes d'éboulis.* Elles affleurent à l'entrée des gorges (Sud-Est de 131,9). Elles présentent leur faciès habituel, avec des petits lits marneux verdâtres.

2 *Niveau marno-noduleux supportant des calcaires roux formant une falaise.* (départ d'un sentier). Le premier banc est formé de biomicrites (LM 1326) à entroques, tests fibreux souvent silicifiés et Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et Milioles).

souvent des traces de remaniements (passées d'intramicrites, *bird-eyes*) et renferment toujours quelques oncolites de Codiacées ainsi que des *Lituolidae*.

10 Au-dessus d'un *hard-ground*, les lits marneux sont plus épais, ils alternent avec de gros bancs de micrites à Ostracodes, oncolites et rares *Verneuilinidae* (LM 747').

11 *Lit marneux gris surmonté par des biomicrites à oncolites.* Ces dernières sont visibles au départ du sentier qui monte vers le lieu-dit "Mangia Pau". Elles renferment des Codiacées, des Foraminifères (gros *Verneuilinidae*, *Haurania* sp., *Kurnubia* sp. et *Pfenderina* sp.) et quelques Ostracodes (LM 735 et 737).

12 *Petits bancs d'intramicrudites et de biomicrites.* Ils renferment à la base des oncolites (Codiacées et Girvanelles), des tests de Gastéropodes et des Foraminifères dont *Ammobaculites* sp. et *Kilianina* sp. (LM 738). Au-dessus, les *bird-eyes* deviennent fréquents dans les biomicrites (LM 739) à oncolites.

Les affleurements sont localement masqués au niveau du petit vallon qui descend de "Mangia Pau". Plus loin, une petite carrière située en bordure de la route montre le passage des calcaires aux dolomies.

13 *Gros bancs de micrites dolomitiques blanches* (traces de terriers, nombreuses petites sphères calciteuses, tests de Gastéropodes, rares Foraminifères et Ostracodes. Ils renferment un lit de marnes vertes (741) à nodules calcaires gris.

14 *Dolomies finement cristallines et en gros bancs.* Elles renferment à la base des petits niveaux de micrite blanche (742'). Leur puissance est de l'ordre de 60 m. La base est très régulière, mais au sommet la dolomitisation envahit irrégulièrement les calcaires en plaquettes calloviens, dont la puissance est d'environ 25 m, et même les couches oxfordiennes.

Les couches situées au-dessus des dolomies (Callovien) ont été étudiées près du col de Vence, au Nord du Jas de Bayle, au point de coordonnées x=982,960 y=173,140.

15 *Biopelmicrites beiges* (LM 770). Elles renferment quelques grains de glauconie et de quartz, des débris de tests, fibreux et fins et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.)

16 *Micrites et pelmicrites beiges en plaquettes.* Elles renferment des tests fins, des spicules et de rares *Spirillina* sp. (LM 772). Les joints à *Cancellophycus* sont fréquents.

17 *"Banc vert" de l'Oxfordien moyen.*

Cette succession permet de retrouver les principales formations définies dans la coupe de Bargemon :

Les calcaires roux siliceux du Bajocien sont bien développés et peu dolomitisés. Le niveau ferrugineux du sommet, qui se différencie d'un *hard-ground* par une imprégnation "en profondeur" des calcaires par des hydroxydes ferriques, peut correspondre à une période d'émersion.

Le Bathonien débute directement par les micrites à Algues et lits marno-noduleux. Les horizons inférieurs (biomicrites à grains de quartz, oosparites) et même les micrites sombres à Ostracodes manquent et sont localement remplacés par un horizon bréchique à éléments remaniés à partir du Bajocien sous-jacent (niveau *8*).

La partie supérieure est entièrement dolomitique, comme dans la région de St Vallier.

Les calcaires calloviens montrent toujours le même microfaciès de pelmicrites à tests fins et rares *Spirillina* et *Cristellaria*. Ils sont irrégulièrement dolomitisés.

Plus à l'Ouest, les gorges du Loup recoupent l'unité autochtone. Mais le Jurassique moyen y est en grande partie dolomitisé et seul le Bajocien affleure bien, formant la première falaise rousse qui domine le Pont du Loup.

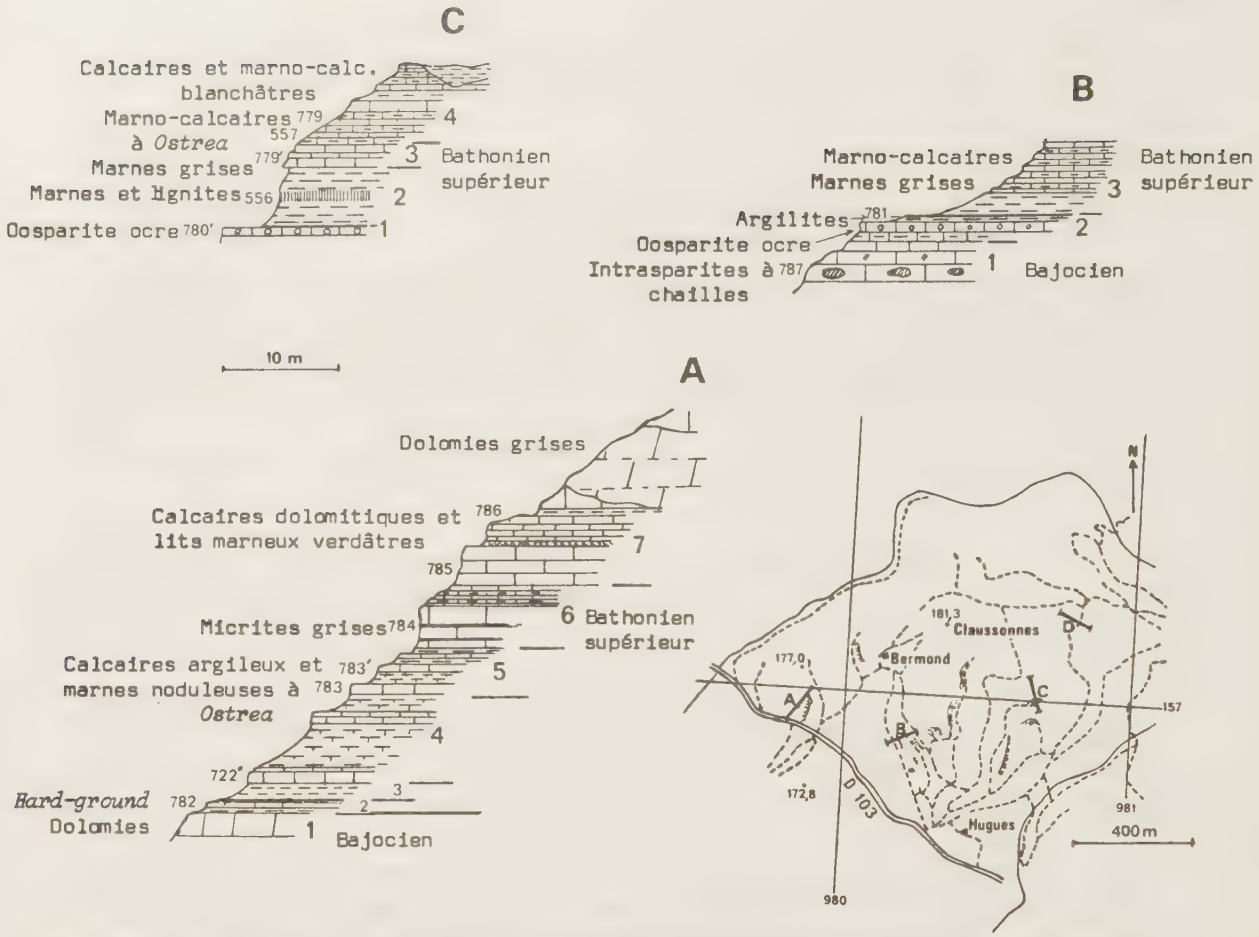


Figure 74 : Coupes dans le Bathonien de la Valmasque au Nord d'Antibes (les trois coupes sont à la même échelle).

3 *Petit niveau de biopelmicrite argileuse blanchâtre* (LM 782). Il renferme quelques très petits quartz et des Algues calcaires ; deux types peuvent être distingués : des nodules arrondis rappelant les Codiacées et des thalles allongés à cellules rectangulaires pouvant être rapprochés de *Lithocodium* sp. Au-dessus, des marnes grises (1,50 m) affleurent mal.

4 *Banc de biopelmicrite beige, un peu ferrugineuse* (LM 782"). Il renferme des petits quartz, des tests fins, de rares débris d'Ophiures et de très nombreux Foraminifères : *Verneuilinidae, Haurania* cf. *amiji-deserta* HENSON, *Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMANN, *Kilianina* sp. et *Pseudocyclamina* sp. Ce banc est surmonté par des marno-calcaires noduleux blanchâtres renfermant *Ostrea* sp. et *Pholladomya* sp.

5 *Micrites recristallisées* (LM 783) *à gros tests fibreux et débris de Bryozoaires, surmontées par des biopelmicrites beiges à rares débris de tests.* Ces dernières (LM 783') renferment des Foraminifères (*Kilianina* sp., *Nautiloculina* sp. et *Haurania* sp.).

6 *Groupe de bancs d'intrasparite claire* (LM 784). Ils renferment des tests recristallisés et quelques Foraminifères (*Pfenderina* sp.) ainsi que par places des valves d'*Ostrea* et de *Rhynchonella*.

7 *Gros bancs de micrite grise montrant des traces de remaniement* (LM 785). Ils sont surmontés par des calcaires dolomitiques et par un lit argileux verdâtre. La série est couronnée par des dolomies gris foncé.

3 *Biopelsparites beiges à rares entroques et débris de tests* (1327).

4 *Petits bancs d'intra-oosparites fines renfermant de nombreuses chailles.* On observe en lame mince (1328) des oolites, des entroques et des débris de Bryozoaires.

5 *Oosparites fines* (LM 1329) *avec des petits grains de quartz.* Les oolites sont très abîmées par la recristallisation.

Un dernier lit de biosparite (LM 1330) renferme des oncolites, des débris de tests et de rares Foraminifères. La surface supérieure montre des encroûtements ferrugineux cimentant des nodules d'oosparites (LM 1330 A) et des débris charbonneux.

6 *Marnes argileuses grises* (0,50 m) *renfermant des cristaux de gypse secondaire et des concrétions blanchâtres.*

7 *Bancs de micrite* (LM 1332 et 1334) *argileuse blanchâtre, un peu dolomitique,* Ils renferment des tests recristallisés et des Foraminifères : *Verneuilinidae* à tests épais, *Pseudocyclamina* sp. et *Kurnubia* ? sp.).

8 *Dolomies finement cristallines, de teinte gris-rosé, mal stratifiées, formant une petite falaise.*

Les couches plus récentes affleurent au bord de la route, plus à l'Est, au-delà d'une faille qui ramène le Bajocien à l'affleurement.

9 *Lit de marnes vertes, supportant plusieurs bancs de micrite* (LM 1336). Ces derniers renferment des tests de Lamellibranches et de Brachiopodes (*Rhynchonella* sp.), des fragments de Polypiers recristallisés et des Foraminifères dont *Kilianina* sp. et *Meyendorffina* cf. *bathonica* AUROUZE et BIZON. Les derniers bancs micritiques passent rapidement à des dolomies grises, dont la puissance dépasse 300 m et qui supportent, près de la Colle-sur-Loup, des bancs calcaires attribués au Portlandien supérieur.

Dans cette coupe, sur le Bajocien, qui présente son faciès habituel (intra-oosparites), le Bathonien débute par un horizon marneux surmonté par quelques bancs rappelant les micrites à oncolites et lits marneux, déjà observées entre Bargemon et St Vallier. Un niveau dolomitique peu épais (8) supporte quelques bancs calcaires qui appartiennent déjà au Bathonien supérieur. Il est possible que le Callovien soit représenté, dans les faciès dolomitiques qui tendent à envahir tout le Jurassique, comme entre Aups et Draguignan.

b) COUPE DE LA VALMASQUE.

Plus au Sud, les formations bathoniennes ont été étudiées dans la vallée de la Valmasque, entre Valbonne et Antibes, près de la route D 103, au Nord du péage de l'autoroute. Les couches sont subhorizontales et les affleurements sont rares. La succession a été établie en raccordant les observations effectuées entre la ferme Hugues et la ferme Bermond (figure 74), à la faveur d'excavationscreusées pour rechercher des poches d'argiles à céramique. Les points levés sont reportés sur la carte de la figure 74. Des doutes subsistent en ce qui concerne la position exacte de certains bancs.

Une première coupe A a été levée près de la route, au petit collet situé entre les cotes 172,8 et 177,0, où une carrière abandonnée, ouverte à l'Est de la D 103, entaille des bancs calcaires.

1 *Dolomies noirâtres renfermant quelques chailles* (tranchée de la route).

2 *Niveau tendre n'affleurant pas, surmonté par un banc de biopelmicrite grise ou rosée à petits quartz, tests recristallisés et rares Foraminifères* (LM 782'). Un mince lit roux foncé de biomicrite à petits quartz présente une surface profondément corrodée.

oosparites rousses à entroques souvent dolomitisées), dont le sommet est profondément rubéfié, le Bathonien débute par des marnes et des argiles ligniteuses passant parfois latéralement à des bancs de biomicrites rousses à *Pseudocyclamina* sp. et *Alzonella cuvillieri*. Cette dernière espèce semble être ici, comme dans le gisement type, (P. Bernier et M. Neumann, 1970), localisée dans des faciès très littoraux ou même déssalés. Au-dessus, les biomicrites à *Ostrea* sp. renferment déjà la microfaune du Bathonien supérieur (*Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON). Ces formations varient très rapidement dans le sens latéral, comme le montrent les différences entre les trois coupes de la figure 74, pourtant seulement distantes de quelques centaines de mètres. Elles sont rapidement dolomitisées vers le Nord-Est. La lacune stratigraphique qui affecte le Bathonien est particulièrement importante : la partie supérieure de l'étage (horizon à *Meyendorffina bathonica*), qui présentent un faciès marno-calcaire noduleux, repose directement sur le Bajocien par l'intermédiaire d'un niveau ferrugineux suggérant une période d'émersion.

c) CAP D'ANTIBES.

La côte occidentale du cap d'Antibes montre des affleurements discontinus de Jurassique, entre la pointe de l'Ilette et le mouillage du Piton. Sous la batterie de Graillon on observe des dolomies blanches à débit cubique (Hettangien ?) puis, après une zone couverte de constructions, on trouve dans la première petite baie située vers le Nord, un niveau de calcaires un peu marneux, jaunes, peu épais et très fossilifères (L. Ginsburg, 1959 ; P. Baïssas et L. Ginsburg, 1964). Ce sont des biomicrites à gros allochems non remaniés, tests entiers d'*Ostrea* sp. et de *Trichites* sp., rares débris de Bryozoaires et d'Ophiures et quelques petits grains de quartz (LM 2077). Par places, les tests sont accumulés les uns sur les autres et encroûtés, formant des petites lentilles décimétriques semi-construites.

Au-dessus se développent des dolomies claires, souvent largement cristallisées, qui affleurent sur la côte orientale du Cap d'Antibes.

La formation fossilifère se rattache vraisemblablement à la base du Bathonien supérieur à faciès marin très littoral, mais sa position stratigraphique exacte ne peut être précisée.

6°) CONCLUSION.

Dans la partie orientale du haut-fond du moyen Verdon, le Jurassique moyen est formé par des calcaires irrégulièrement dolomitisés.

A l'Ouest, la succession stratigraphique est presque complète : seuls le Bathonien inférieur et le Callovien supérieur semblent manquer. Vers l'Est ces lacunes s'étendent et le Bathonien supérieur, qui débute par des faciès saumâtres ou continentaux (argiles ligniteuses), *repose directement sur la surface ferruginisée des calcaires bajociens*. Les dolomies sont particulièrement développées dans les secteurs méridionaux, ainsi qu'à l'Est de la basse vallée du Var.

E - LA BORDURE MERIDIONALE DU BASSIN DAUPHINOIS

Au Nord du haut-fond du moyen Verdon, qui présente presque uniquement des faciès calcaréo-dolomitiques, les formations marno-calcaires se développent à nouveau en direction du bassin dauphinois où le Jurassique moyen est partout formé par des alternances rythmiques

Au-delà il semble que ces couches soient en contact par failles avec les calcaires bajociens.

Plus à l'Est, on retrouve les niveaux de base le long d'un sentier, à 300 m au Sud de la ferme Bermond (point de coordonnées x=979,150 y=156,850). La coupe est donnée par la figure 74B.

1 *Calcaires à chailles, recouverts par la végétation.* Ils sont formés d'intra-oosparites rousses (LM 787) renfermant de gros articles de Crinoïdes, des petites oolites à une couche et de très rares Foraminifères (*Cristellaria* sp.).

2 *Oosparite rousse imprégnée d'hydroxyde de fer* (30 cm). La surface supérieure, fortement rubéfiée, est surmontée par un mince lit d'argilite grise à débris végétaux incarbonisés (éch. 781) renfermant uniquement des grains de quartz et des minéraux argileux mal cristallisés*: chlorite, montmorillonite et interstratifiés irréguliers de dégradation de ces deux espèces minérales. Au-dessus, on observe un lit ferrugineux spongieux de quelques centimètres d'épaisseur.

3 *Marnes grises visibles uniquement dans des trous maintenant envahis par la végétation, ayant servi à l'exploitation artisanale.*

Nous avons observé de nouveau cette formation argileuse, au Sud-Est du signal des Claussonnes, à la faveur d'une ancienne carrière d'argile située tout près du point coté 132,6. Une tranchée récente a permis de lever une coupe (figure 74 C).

1 *Banc d'oosparite imprégnée d'hydroxyde de fer* (LM 780'). Il renferme des petits grains de quartz, des oolites à nombreuses couches, des débris de tests et quelques Foraminifères (*Verneuilinidae, Nodosaria* sp. et petits *Cristellaria* sp.).

2 *Marnes grises à petits grains de quartz, renfermant un horizon ligniteux* (556) à nombreux débris charbonneux.

3 *Biopelmicrite un peu argileuse, jaunâtre, surmontant les couches exploitées* (LM 779'). Les allochems sont très hétérométriques : débris de tests et de Bryozoaires, Gastéropodes, colonies d'Annélides et Foraminifères dont *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON.

4 *Alternance de lits marneux gris et de petits bancs calcaires presque entièrement formés de valves de petites Huîtres.* Un niveau épais d'intra-biomicrudite renferme des oncolites (Codiacées), des tests fibreux et une riche microfaune du Bathonien supérieur : *Meyendorffina bathonica, Kilianina* sp., gros *Verneuilinidae* et Troncholines abondantes (LM 779).

Sur la crête qui domine cette carrière, une excavation montre des argiles calcaires grises, très fines, qui renferment de nombreux Foraminifères et doivent être attribuées à un niveau du Tertiaire formant une poche isolée.

Un échantillon a été prélevé dans le versant situé sous les carrières indiquées sur la carte, au Sud-Est de la ferme Bermond. Il a fourni une riche microfaune du Bathonien supérieur.

Enfin, à l'Est du signal des Claussonnes (en D sur la carte), on retrouve les mêmes couches, avec en particulier le banc d'oosparite ferrugineuse (LM 776), surmonté par une faible épaisseur de marnes. Un banc de biomicrite à petits quartz, situé à peu près au même niveau, renferme de très nombreux exemplaires d'*Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMANN (LM 555).

Ces trois coupes montrent qu'au-dessus des calcaires bajociens (intrasparites et

*Déterminés par diffractométrie aux R.X. par H. Chamley au Laboratoire de Géologie marine de Marseille-Luminy.

5 *Marno-calcaires à Sowerbyceras* sp. *de l'Oxfordien moyen.*

Cette coupe montre que le Jurassique moyen débute par une puissante formation dolomitique (100 m au minimum) qui est surmontée par une série rythmique marno-calcaire à *Cancellophycus*, dans laquelle s'intercalent des bancs d'oosparites et d'oomicrites. Ce dernier faciès indique le mélange d'un sédiment autochtone calcaréo-argileux fin avec un matériel oolitique formé ailleurs, dans une zone de haut-fond, et transporté par des courants. Cette formation, qui ne renferme pas de microfaune vraiment caractéristique, semble pouvoir être attribuée par sa position à la partie supérieure du Bathonien.

Enfin, au sommet, les niveaux plus marneux (10 m) peuvent appartenir au Callovien.

2°) VARIATIONS LATERALES DU JURASSIQUE MOYEN ENTRE LA VERDIERE ET GREOUX.

A environ 2 km au Sud de St Julien-le-Montagné, en bordure de la RN 554, on retrouve les alternances de marno-calcaires et de bancs oolitiques, mais ces derniers sont nettement plus nombreux et plus épais que plus au Nord. A la base, les dolomies supportent des intra-oosparites à débris de Bryozoaires et de Polypiers (LM 1428).

Par contre, l'unité de Gréoux-les-Bains montre une succession un peu différente (figure 75), levée en bordure de la D 8.

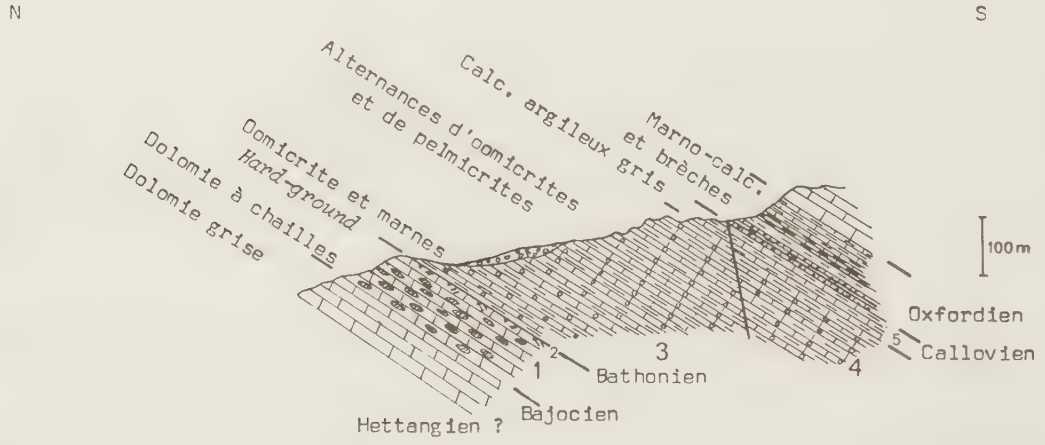


Figure 75 : Coupe du Jurassique moyen au Sud de Gréoux-Les-Bains.

1 *Dolomies grises ou rosées, en gros bancs, passant vers le haut à des biomicrites à gros articles de Crinoïdes jointifs* (LM 1432') *renfermant des chailles.* **Ce faciès rappelle certains niveaux du Domérien (Jurassique inférieur), mais peut aussi appartenir au Bajocien.**

2 *Hard-ground très net, avec encroûtements de limonite séparant ces biomicrites des couches sus-jacentes.*

3 *Bancs d'oomicrites grises* (LM 1435) *ou de biopelmicrites* (LM 1433') *alternant avec des calcaires argileux à Cancellophycus.* **Ces couches sont rapidement masquées par les argiles et conglomérats rouges du Miocène.**

4 *Alternances de calcaires argileux et d'oomicrites formant des bancs plus durs.* **Ces dernières renferment des petits grains de quartz, des tests fins, des Milioles et** *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK. **Ces couches, qui affleurent au-dessus du virage coté 336,3**

calcaires argileux - marnes ou par des marnes très monotones.

Mais la zone de passage entre les calcaires dolomitiques et les marno-calcaires est souvent masquée par les terrains plus récents : poudingue mio-pliocène de Valensole à l'Ouest, séries néojurassiques et crétacées des synclinaux de Comps - Le Logis du Pin et du synclinorium de l'Estéron à l'Est. Aussi, cette bordure sera présentée de façon beaucoup moins détaillée que celles du bassin provençal. Nous décrirons seulement quelques coupes qui permettent de préciser la paléogéographie de la partie méridionale du bassin dauphinois.

La description sera faite de l'Ouest vers l'Est et portera sur la région de Vinon - Gréoux-les-Bains, le secteur des gorges du Verdon et enfin le synclinorium de l'Estéron.

I - Région de Vinon - Gréoux-les-Bains

Les formations du Jurassique moyen sont bien développées dans les deux unités chevauchantes vers le Nord de Vinon - St-Julien-le-Montagné et de Gréoux - Quinson, cette dernière marquant le front nord du système tectonique provençal. Le Jurassique moyen est dolomitique à la base, mais comporte ensuite des assises marno-calcaires.

1°) COUPE DE ST-JULIEN-LE-MONTAGNE.

A la base de la série chevauchante on observe le plus souvent des dolomies grises, largement cristallisées, dont l'attribution stratigraphique reste incertaine. Au-dessus se développent des assises calcaires et marno-calcaires qui ont été étudiées, au Sud-Ouest du village de St Julien le Montagné, le long d'un chemin qui joint la D 36 (cote 480,7) au VO qui monte au village (cote 506,3). Les couches présentent un faible pendage vers le Sud-Ouest et affleurent de façon presque continue (planche LIV).

1 *Petits bancs d'oosparite très fine* (LM 1404) *dont la base passe très progressivement aux dolomies.* **On observe des petits cristaux de quartz automorphes (accroissements secondaires autour de grains détritiques) et de rares Foraminifères (*Protopeneroplis* sp. et *Verneuilinidae*). Vers le haut, on passe à des oomicrites un peu argileuses (1405) et des joints calcaréo-argileux à *Cancellophycus* apparaissent.**

2 *Bancs d'oomicrites grises, fines* (1406, 1408) *ou de pelmicrites, alternant régulièrement avec des calcaires argileux en plaquettes à Cancellophycus.* **L'épaisseur de ces rythmes, dont l'aspect rappelle la série marneuse du Bathonien du bassin provençal, est de 20 à 30 cm. Mais les niveaux durs montrent (LM 1408) des oolites, quelques grains de quartz, des pellets, des tests fins et des Foraminifères parfois abondants : *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, gros *Cristellaria* sp., et *Spirillina* sp., *Verneuilinidae* et Milioles.**

3 *Bancs calcaires devenant plus épais vers le haut.* **A peu de distance du point coté 480,7, on observe une succession de niveaux durs séparés par des lits plus marneux en plaquettes. Ils sont formés d'oomicrites à ciment abondant (LM 1413), dont les allochems sont assez gros et très irrégulièrement répartis dans la roche : oolites à nucleus de micrite ou d'oomicrite (ce qui indique plusieurs remaniements successifs), entroques et Foraminifères (*Pfenderina* sp., *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Cristellaria* sp., petits *Lituolidae* et *Verneuilinidae*).**

Les oolites deviennent très rares au sommet (1414), où l'on observe de rares *Nautiloculina* sp. et des Trocholines.

4 *Banc de pelmicrite beige* (1415) *surmonté par des pelmicrites argileuses grises* (LM 1416). **Ces dernières affleurent au carrefour du chemin et de la D 36 et renferment quelques tests fins. Le faciès rappelle le Callovien de l'anticlinal du Pigeonnier (cette couche est d'ailleurs notée avec la teinte de cet étage sur la feuille Tavernes au 1/50.000). Le sommet est marqué par un *hard-ground*.**

fins, quelques entroques et des spicules. La microfaune est toujours très pauvre (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.). Au sommet, la glauconie devient plus abondante dans des pelmicrites claires à tests fins (LM 429).

9 *Niveau très glauconieux (banc vert) à faune, souvent remaniée, de l'Oxfordien moyen.*

Cette succession très monotone de micrites et de pelmicrites, pauvre en macrofaune (sauf dans l'Oxfordien), est très difficile à subdiviser. Les niveau *1* à *5*, qui renferment de très rares oolites, dernières traces des faciès calcaires du haut-fond du moyen Verdon, peuvent représenter le Bathonien. Le Callovien débuterait par l'horizon *6* qui est peu micacé à la base, et comprendrait les pelmicrites *6*, *7* et *8*. En l'absence d'Ammonites aucune subdivision plus poussée n'est possible.

2°) VARIATIONS DE FACIES ENTRE LES GORGES DU VERDON ET CHABRIERES.

a) COUPE DU BARBIN.

A peu de distance vers le Nord-Est, l'unité chevauchante du Barbin, située à l'Ouest de La Palud, permet d'observer les mêmes formations, qui affleurent sur le versant occidental du ravin de la Ruche, au-dessus de Mayreste (figure 76).

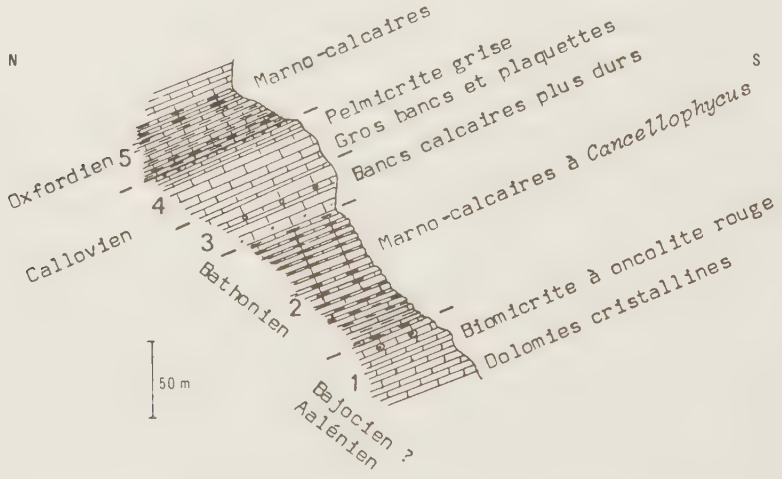


Figure 76 : Coupe du Jurassique moyen de l'unité de Barbin (gorges du Verdon).

1 *Dolomies largement cristallisées, surmontées par des biomicrites à oncolites rouges.* Ces dernières rappellent les horizons bajociens de la cluse de Chasteuil (p.98). Les dolomies seraient donc d'âge aalénien.

2 *Marno-calcaires à Cancellophycus, visibles au bord de la route* (RN 552) *près du point coté 708,5* (600 m à l'Ouest de Mayreste).

3 *Gros bancs plus durs, dessinant une charnière anticlinale déversée.* Ils sont ainsi verticaux au bord de la route ; ils sont formés par des pelsparites à oolites. La microfaune indique le Bathonien supérieur : *Meyendorffina* sp., *Nautiloculina* sp. et *Trocholines*.

4 *Bancs de pelmicrites grises à joints en plaquettes* (40 m). Ils ont fourni quelques débris d'Ammonites du Callovien moyen et supportent, sous la cote 1067,0, les marno-calcaires fossilifère de l'Oxfordien (*5*).

sont difficiles à étudier en détail, car elles sont affectées par une schistosité très nette.

5 *Calcaires argileux en plaquettes, affleurant mal, pouvant appartenir au Callovien.*

Dans cette coupe, les dolomies de base (1) sont sûrement antérieures au Bathonien (Domérien ou Bajocien). Les oosparites dolomitisées, qui se développent dans l'unité de Vinon - St Julien-le-Montagné, n'existent pas et sont remplacées par des alternances d'oomicrites et de calcaires argileux qui se développent jusqu'au sommet du Bathonien.

Il semble donc que les faciès oolitiques et dolomitiques soient de plus en plus développés vers le Sud, en direction du haut-fond du moyen Verdon.

Plus à l'Est, le Bajocien et le Bathonien semblent entièrement dolomitisés dans l'unité chevauchante de Montmeyan ainsi que plus à l'Est dans l'anticlinal de Bauduen, où seul le Callovien est identifiable.

II - Région des Gorges du Verdon

Les Gorges du Verdon sont le plus souvent entaillées dans le Jurassique supérieur et les formations médiojurassiques n'affleurent que dans la charnière des anticlinaux.

1°) COUPE D'AIGUINES.

L'anticlinal du Grand Margès, orienté Nord-Sud, permet d'observer les formations du Jurassique moyen dans le flanc occidental de la structure, en bordure de la D 71 (corniche sublime), entre le col d'Illoire et la source de Vaumale. Toutefois les horizons de base (biomicrites rousses à chailles), probablement bajociens, n'affleurent qu'au bord du Verdon, sous Bagarelles, au Sud du point coté 464,8. Au bord de la route, la coupe débute à la source de Vaumale ; elle est pratiquement continue jusqu'à l'affleurement oxfordien situé au virage de coordonnées x=916,020 y=170,540. Elle est donnée par la planche LV.

1 *Gros bancs formés de pelmicrites dolomitiques à rares tests fins et très petits débris de Crinoïdes* (LM 446).

2 *Micrites à débit noduleux, renferment par place* (LM 447) *des oolites isolées et des Foraminifères* : petits *Lituolidae, Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. et *Spirillina* sp.

3 *Pelmicrites à rares entroques* (LM 448) *formant une petite falaise.* Elles se terminent par un *hard-ground.*

4 *Petits bancs marneux, à joints ondulés partant de petites chondrites.* Ils sont formés de pelmicrites un peu recristallisées (LM 449) à débris de tests et renfermant encore de très rares oolites.

5 *Pelsparites* (LM 454) *surmontées par des pelmicrites.* Ces dernières renferment de très rares débris de Bryozoaires (LM 456) et des oolites. L'ensemble forme une falaise abrupte entaillée en tranchée pour le passage de la route.

6 *Nouvelle formation plus tendre.* Elle comporte des pelmicrites à tests fins et très rares grains de quartz et de muscovite. Elle est surmontée par des gros bancs de micrite (LM 444).

7 *Bancs très minces séparés par des petits joints schisteux.* Ils sont toujours constitués par des pelmicrites à très rares allochems (LM 445').

8 *Gros bancs durs de biopelmicrite beige* (LM 428). Ils renferment de la glauconie, des tests

peut-être représenté au sommet.

2°) *A Taulanne, au Nord-Ouest de Castellane,* le Bajocien se réduit à deux ou trois bancs calcaires, séparés par des *hard-grounds* très fossilifères. La série marno-calcaire est peu épaisse et affleure très mal.

3°) *A l'Est de Castellane,* nous avons examiné les formations médiojurassiques qui surmontent la série infrajurassique étudiée p.101, située au nord de Soleilhas.

1 *Pelmicrites à chailles noires* (30 m) *renfermant des spicules et se terminant par un horizon glauconieux.* Cette formation est probablement bajocienne.

2 *Alternances de calcaires gris et de calcaires argileux à Cancellophycus* (50 m).

3 *Faciès devenant plus marneux mais montrant toujours des rythmes marqués par des petits lits plus calcaires.* Ils renferment des fragments d'Ammonites.

4 *Banc de calcaire noduleux marquant la base des couches oxfordiennes.*

La série marno-calcaire est donc ici peu épaisse. Toutefois la partie supérieure plus marneuse peut représenter le Callovien. Il n'y a pas de traces des sédiments littoraux provenant du haut-fond du moyen Verdon, pourtant très proche, puisque le Bajocien et le Bathonien sont entièrement dolomitiques dans l'anticlinal droit de la montagne de Brouis situé à 15 km plus au Sud, près du Logis du Pin.

IV - Vallées de l'Esteron et du Var

Plus à l'Est, les affleurements de Jurassique moyen sont localisés dans les axes anticlinaux importants. Nous décrirons seulement la coupe de la cluse d'Aiglun, située dans l'unité chevauchante de la montagnede Charamel - Signal d'Harpille, en la complétant par quelques observations sur la série recoupée par la vallée du Var en amont de Plan du Var.

1°) COUPE D'AIGLUN.

Entre Roquesteron et Le Mas, la route D 10 permet d'observer, au Nord-Ouest d'Aiglun, la coupe de la partie inférieure de la série chevauchante de la montagne de Charamel qu'entaille la gorge profonde de l'Estéron. La succession représentée sur la planche LVI a été levée au bord de la route, sur la rive droite, au Sud du pont coté 523, en ce qui concerne les niveaux inférieurs (*1* à *7*) et sur la rive gauche, au Nord-Est de ce même pont, pour le reste de la coupe. Les bancs de l'Oxfordien affleurent au pied de la grande falaise rousse formée par les calcaires du Jurassique supérieur.

1 *Bancs dolomitiques à "fantômes" de chailles et vestiges de joints marneux reposant sur le Rhétien par l'intermédiaire de quelques mètres de dolomies noirâtres broyées.* Ces couches renferment un peu de glauconie (988).

2 *Gros bancs, toujours dolomitiques, renfermant des chailles.* Ils sont séparés par des lits noirs plus tendres (989) et sont surmontés par des petits bancs de même faciès.

3 *Gros bancs de biopelsparites à chailles séparés par des joints ondulés.* Les allochems sont souvent silicifiés (LM 990) : débris de tests fibreux, entroques, rares *Nubecularia* et *Cristellaria* sp.

4-5 *Passée dolomitique surmontée par des biopelmicrites à chailles* (LM 992). Ces dernières

Dans cette coupe, la série se complète progressivement en se dirigeant vers le Nord-Est. La présence du Bathonien et du Callovien est certaine.

b) SERRE DE MONTDENIER ET SIGNAL DE BEYNES.

Plus au Nord, on trouve en plusieurs points une succession très semblable : au-dessus de quelques bancs de biomicrites à chailles se développent des dolomies grises cristallines dont l'épaisseur peut dépasser 150 m. Elles sont surmontées par des marno-calcaires à *Cancellophycus* dont le sommet renferme parfois des Ammonites calloviennes et supporte l'Oxfordien moyen. Mais la rareté des Ammonites ne permet pas de préciser la position stratigraphique de ces diverses formations et de nouvelles études seraient nécessaires. Nous donnerons seulement quelques précisions sur des coupes particulièrement caractéristiques.

A la terminaison périanticlinale nord de la structure du Serre de Montdenier, ces dolomies reposent sur des calcaires à chailles terminés par un *hard-ground*, et supportent une faible épaisseur (30 m) de marno-calcaires gris, un peu micacés, dont les premiers bancs sont dolomitisés. La puissance totale du Jurassique moyen est d'environ 150 m.

Plus au Nord, les marno-calcaires à *Cancellophycus* sont plus épais dans la coupe de l'unité chevauchante de Beynes, le long de la route de Majastres ; la puissance est d'environ 100 m. A la base, cette formation est dolomitisée et passe progressivement aux couches sous-jacentes. Par contre, au sommet, on observe dans le lit du torrent du Pas de l'Escale, un *hard-ground* supportant les couches fossilifères de l'Oxfordien moyen.

Les mêmes couches affleurent encore plus au Nord, dans la vallée de l'Asse, à l'extrémité méridionale de la cluse de Chabrières. Les dolomies, très disloquées, supportent environ 50 m de marno-calcaires gris qui ont fourni, à la partie supérieure, des faunes calloviennes dont *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. (A. Lanquine, 1935, p.24).

Enfin, dans l'unité chevauchante du Mourre de Chanier, la coupe de la Gondole montre au-dessus des calcaires blancs, le plus souvent dolomitisés, de l'Aalénien, une série médio-jurassique entièrement marno-calcaire dont l'épaisseur ne dépasse pas 150 m.

En conclusion, l'étude du Jurassique moyen entre les gorges du Verdon et la vallée de l'Asse nécessiterait de nouvelles recherches d'Ammonites dans la série marno-calcaire à *Cancellophycus* qui, très mince à l'Ouest, se développe plus largement à l'Est. L'âge des dolomies inférieures semble être variable ; mais partout où des éléments de datation ont pu être recueillis on constate qu'elles sont situées sous des couches attribuées au Bathonien ou même au Bajocien supérieur. Il est donc possible que dans les anticlinaux qui se développent entre La Palud et Chabrières, le Bathonien (moyen ou supérieur) repose directement sur une formation dolomitique aaléno-bajocienne.

III - Environs de Castellane

Aux environs de Castellane, le Jurassique moyen est presque entièrement marno-calcaire, à l'exception du Bajocien.

1°) Les coupes observées dans la vallée du Verdon, dans les cluses de Chasteuil et de Taloire, montrent au-dessus de quelques bancs de biomicrites à oncolites rouges bajociennes (coupe du Jurassique inférieur p. 98), des alternances régulières de calcaires gris à patine jaunâtre et de calcaires argileux noduleux à *Cancellophycus*. Les fossiles sont très rares ; A. Lanquine (1929, p.267) signale cependant quelques Ammonites bathoniennes. Le Callovien est

17 *Alternances de calcaires gris et de calcaires noduleux* (40 m) *à débris de Macrocephalites* sp.

18 *Calcaires gris jaunâtre à joints schisteux* (60 m) *formant des petits ressauts.* Ils n'ont pas fourni de fossiles.

19 *Marno-calcaires fossilifères de l'Oxfordien moyen, très disloqués au voisinage, d'une faille.*

Cette coupe pose un problème stratigraphique qui n'a pas été résolu pour l'instant. Les niveaux *1* à *5* peuvent être attribués à l'Aalénien ou au Bajocien. Par contre il n'y a aucun argument pour rapporter les formations construites *6* à *9* au Bathonien plutôt qu'à l'Aalénien à faciès subrécifal du type observé à la Gondole (p.96) ; l'abondance des *Nubecularia* serait plutôt en faveur de cette deuxième hypothèse, auquel cas il n'y aurait pas de Bajocien dans l'ensemble *1 - 5*.

Les gros bancs *12* et *13* rappellent par leur faciès le Bathonien de la coupe d'Aiguines; mais l'horizon à spicules siliceux *16* constitue une particularité.

La série supérieure (*16 - 18*) marno-calcaire et calcaire se rapporte sûrement au Callovien qui semble assez complet (présence possible de la zone à *Macrocephalus)*.

2°) VALLEE DU VAR.

Au Nord de Plan du Var, et du confluent de la Vésubie, on peut observer en bordure de la RN 202 et de la RN 565, le Jurassique moyen, formé de calcaires noirs, fins (pelmicrites), surmontés par des couches plus marneuses pouvant représenter le Callovien. La série est d'ailleurs couronnée par l'Oxfordien moyen fossilifère qui présente des faciès particuliers (oomicrites).

Il faut noter que vers le Sud il n'y a pas de coupe qui montre le passage aux faciès calcaires des Baous et de Caussols. Dans l'anticlinal du Cheiron, la série est très dolomitisée à l'exception des plaquettes calloviennes. Des bancs marno-calcaires ont été signalés à Bézaudun, mais nous ne les avons pas retrouvés.

Plus au Nord, la couverture jurassique du dôme de Barrot comporte des faciès marno-calcaires. Au Sud de Daluis, au-dessus des assises éojurassiques décrites p.102, le Bajocien est formé par des pelmicrites sombres à chailles noires qui se terminent par un horizon glauconieux et phosphaté d'âge bajocien supérieur (zone à Garantia). Au-dessus se développent des rythmes marno-calcaires gris dont la puissance ne dépasse pas 100 m. Ils se terminent au sommet par un niveau bréchique (828) d'intramicrudite à fragments d'Ammonites remaniées et supportent des marnes schisteuses brunes qui renferment plus à l'Est (Auvare) des faunes oxfordiennes. Le Callovien semble manquer.

3°) CONCLUSION.

La partie orientale de la bordure du bassin dauphinois se caractérise au Jurassique moyen par des faciès calcaires qui sont surtout localisés à la partie inférieure (Bajocien). Le Bathonien comporte au Sud des couches calcaires à oncolites qui passent vers le Nord à des marno-calcaires à *Cancellophycus*. Le Callovien n'est que rarement bien caractérisé dans des pelmicrites grises, parfois noduleuses.

Dans les bordures du dôme de Barrot, des niveaux glauconieux, parfois bréchiques, apparaissent au Bajocien supérieur et au Callovien, marquant ainsi l'apparition de lacunes

renferment des petits grains de quartz, des entroques et des débris de tests. Les Foraminifères sont rares : *Cristellaria* sp. et petites formes arénacées.

6 *Barre très massive à base souvent ondulée. Elle débute par des biopelmicrites* (LM 994) à entroques, débris de tests, spicules et nodules de *Nubecularia.*

7 *Petites lentilles construites, à Polypiers, entourées de biomicrites* (LM 996), *à spicules tests fibreux et Nubecularia* (tunnel de la route).

8 *Lentilles construites "en coupole" de quelques mètres de diamètre.* L'une d'elles est en partie visible sur la paroi de la petite esplanade taillée dans la roche à la sortie est du pont. La partie supérieure (figure 77) de ce petit bioherme montre des Polypiers branchus très recristallisés et des Bryozoaires. En lame mince (997) on observe des encroûtements de *Nubecularia,* des tests fibreux et quelques Foraminifères (*Ammobaculites* sp., *Nodosaria* sp.). Par places, on rencontre des moules internes de gros Lamellibranches.

Figure 77 : Détail d'une lentille construite de la formation calcaire (8) de la cluse d'Aiglun.

9 *Intrasparites* (LM 997' et 998). Elles renferment des intraclastes de micrite et de biomicrite, des entroques, des oncolites, des fragments de Polypiers et de Bryozoaires, des Foraminifères (*Cristellaria* sp., Trocholines, Milioles, *Nubecularia* sp.). Sur l'autre rive de l'Estéron, des Polypiers stratoïdes sont associés à des gros Lamellibranches à tests prismatiques épais (*Trichites* sp.).

10 *Gros bancs beiges* (LM 998'). Ils sont formés de biopelmicrites dolomitiques à oncolites roses (Cyanophycées), entroques, tests et très rares Foraminifères.

11 *Petits bancs de même faciès comportant de nombreux joints stylolitiques et renfermant des fragments de Bryozoaires.* Au sommet, les oncolites deviennent très abondants (LM 999').

12 *Couche massive de pelsparite* (4 m). Elle contient (LM 1000) des petits quartz, des oncolites, des entroques et de rares Foraminifères.

13 *Deuxième banc massif, de biopelsparites beiges, à oncolites et débris de tests* (LM 1001). Les Foraminifères sont toujours peu abondants : *Lituolidae,* arénacés, petites Milioles et *Cristellaria* sp.

14 *Micrites à spicules (Alcyonnaires ?) et tests fins* (LM 1002) à très nombreux joints.

15 *Plaquettes calcaréo-marneuses couvertes de Cancellophycus.* Elles renferment dans un banc plus dur (pelsparite à petits quartz et entroques) des tests de Brachiopodes entiers (5 m).

16 *Niveau de pelsparite un peu gréseuse* (LM 1004) *à spicules siliceux et chailles brunes* (2 m).

III - DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES PRINCIPAUX FACIES DU JURASSIQUE MOYEN

Dans ce chapitre, nous rappellerons les caractères des principaux faciès et nous donnerons les éléments de leur interprétation paléocéanographique, en distinguant toujours les faciès autochtones et les faciès allochtones.

A - FACIES AUTOCHTONES

I - Les marnes et les marno-calcaires

Les séries marneuses et marno-calcaires n'ont pas été étudiées de façon complète. Elles seront uniquement examinées en ce qui concerne leur microfaciès.

1°) LES MARNO-CALCAIRES A CANCELLOPHYCUS.

Ce faciès est formé par des alternances, le plus souvent régulières, de bancs marneux et calcaires, et se rencontre dans tout le Jurassique moyen. La différence de teneur* en CO^3Ca entre les bancs durs et les niveaux tendres est variable, mais souvent faible, 10 à 15 % seulement ; elle est toutefois suffisante pour qu'il en résulte une très nette différence de résistance à l'érosion. Par contre le pourcentage global du CO^3Ca dans la formation, obtenu en faisant la moyenne entre bancs calcaires et marneux varie beaucoup plus (entre 50 et 90 %).

En général, ces alternances constituent une séquence oscillante, sans polarisation nette des bancs qui, à la base comme au sommet, passent progressivement aux couches encaissantes. Plus rarement on observe des rythmes polarisés marne-calcaire avec retour brutal des marnes.

La macrofaune est généralement très peu abondante (rares Ammonites, quelques petits Lamellibranches à tests minces), à l'exception des *Cancellophycus* qui se présentent comme des empreintes en "coup de balai" visibles à la surface supérieure des bancs calcaires. G. Lucas (1938a) a montré que ces empreintes sont constituées par des restes d'Alcyonaires. L'abondance de ces organismes, voisins des Gorgonidés actuels qui vivent le plus souvent au-delà de 200 m de profondeur, indique donc un milieu de dépôt relativement profond, entre 200 et 1000 m (G. Lucas, 1938b).

Les bancs calcaires ont un microfaciès très homogène. Ce sont des micrites passant à

* DOSAGES DU CO^3Ca effectués au calcimètre Bernard.

qui vont se développer plus à l'Est ; au-delà de la vallée de la Vésubie, les faciès calcaréo-dolomitiques s'étendent vers le Nord dans la couverture de l'extrémité sud-est du Mercantour.

F - BASSIN DAUPHINOIS

Le Jurassique moyen du bassin dauphinois n'a pas été étudié. On rappellera seulement que le Bajocien et une partie du Bathonien sont formés par des rythmes binaires calcaires argileux - marnes. Les teintes sont grises, assez foncées, et les bancs présentent souvent un débit en miches. La puissance varie entre 100 et 260 m. Le Bathonien supérieur et le Callovien sont constitués par des marnes brunes, rarement fossilifères et difficiles à séparer des couches de même faciès de l'Oxfordien inférieur.

Limites méridionales du bassin dauphinois au Jurassique moyen

Les formations énumérées ci-dessus sont bien représentées au Sud-Est de Digne, dans la série chevauchante du Cousson. Elles se poursuivent plus à l'Est dans la région de Norante et de Barrême.

Au Nord de Castellane, les marno-calcaires du Bajocien et du Bathonien sont peu épais dans la série de Lauppe. Plus à l'Est, apparaissent les niveaux de remaniements et les bancs calcaires qui ont été décrits p. 233 dans la couverture du dôme de Barrot.

Enfin dans la haute vallée du Var, entre Guillaumes et Entraunes, on retrouve encore parfois l'horizon glauconieux du Bajocien supérieur. Les marno-calcaires bathoniens sont peu épais (100 m) et sont fossilifères près de Châteauneuf d'Entraunes (crête de Coni) ; au sommet, on observe localement un banc microbréchique à gros grains de phosphates et fragments d'Ammonites (Bante à l'Est de Villeneuve d'Entraunes).

Au-dessus, on ne connaît pas de faunes calloviennes dans les marnes noires qui, à la base, renferment fréquemment des petits bancs de biomicrites un peu gréseuses, à tests fins, et souvent granoclassées (LM 950). L'origine des grains de quartz doit être recherchée vers l'Est ou le Nord-Est car on ne retrouve pas de matériel sableux dans les marnes des régions plus occidentales.

En conclusion, la limite méridionale des faciès du bassin dauphinois suit en gros une ligne Guillaumes - Castellane - Digne. Plus à l'Ouest, cette limite descend vers le Sud. En effet, le sondage Lubéron 1 implanté près de Céreste, à l'Ouest de Manosque, a traversé 360 m de marno-calcaires à *Cancellophycus* (Jurassique moyen) sans aucune trace de faciès calcaires (notice feuille Reillanne 1/50.000, 1966).

en calcaire, l'étude granulométrique * de la fraction fine montre que le sédiment est évolué, de type logarithmique.

La partie supérieure (Callovien) ne renferme plus de lits calcaires et semble s'être déposée suivant un taux de sédimentation plus élevé. Les macrofaunes sont rares (empreintes de Posidonomyes) et la microfaune très pauvre. Par contre la pyrite et les matières organiques sont abondantes et associées à des fragments de bois flottés incarbonisés.

L'étude granulométrique montre un sédiment moins évolué qu'au Bathonien ; il est le plus souvent à tendance parabolique mais proche d'une droite. La composition minéralogique n'a été étudiée que de façon très sommaire. Le niveau 407 est formé d'illite altérée (50 %), de kaolinite (20 %) et d'un interstratifié illite-vermiculite (30 %).

Un faciès un peu différent a été examiné dans les couches terminales du Callovien (zone à *Lamberti*). La teneur en CO^3Ca est de l'ordre de 45 % ; mais surtout la pyrite, moins abondante, est associée à de la glauconie, ce qui indique un milieu moins réducteur qui a permis le développement d'une microfaune benthique plus variée : *Nodosariidae (Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Marginulina* sp.), *Textulariidae (Textularia* sp.), *Polymorphinidae (Ramulina* sp., etc...) et *Rotalidae (Spirilina* sp.). Les minéraux argileux montrent toujours de l'illite altérée (60 %), un peu de kaolinite (10 %) et de la chlorite (30 %).

Ces sédiments, qui ne renferment pas de matériel détritique terrigène grossier se sont déposés à une profondeur qui n'a jamais été considérable, mais à une assez grande distance des côtes, ce qui est confirmé par l'absence de pollen et de spores. Localement des "ombilics" subsidents ont permis le dépôt en milieu calme, peu aéré, de séries plus épaisses, tendant vers un faciès euxinique.

3°) LES MARNO-CALCAIRES SILTEUX.

Ce faciès est localisé dans le Callovien de la vallée du Gapeau. Il montre des pelmicrites renfermant 10 à 15 % de quartz et muscovite très fins (30-60) et 15 à 20 % d'argiles. Il est souvent dépourvu de microfaune, sauf à Tourves où il renferme des *Glomospira* sp. et des petites Miliolés. Localement on observe des géodes de calcite dont la genèse n'a pu être déterminée. Plus au Nord (Agnie), les quartz sont moins abondants et de très nombreux *Cancellophycus* apparaissent.

Les associations de minéraux lourds montrent surtout une prédominance des espèces très résistantes (zircon, rutile), et de rares grains de disthène, staurotide et tourmaline, provenant de roches métamorphiques de la mésozone supérieure analogues à celles qui affleurent dans la partie centrale des Maures.

4°) LES MARNES DETRITIQUES.

Ce faciès est localisé sous les calcaires oolitiques (Bathonien supérieur), au Pilon St Clément et à Bandol. Il renferme 40 % d'argile et 5 % de silt. Les lavages fournissent des débris organiques assez abondants : tests, débris d'Echinides, oncolites isolés, Foraminifères qui indiquent un dépôt en milieu littoral.

* L'étude granulométrique a été effectuée par la méthode densimétrique de S. Meriaux (1953). Son application aux sédiments anciens reste contestable et les résultats devraient être vérifiés par l'examen direct des particules au microscope électronique.

des pelmicrites. Ce dernier faciès semble souvent résulter d'une évolution diagénétique liée à la présence d'une faible proportion de matériel argileux. Les grains de quartz sont très rares et de petite dimension (silt). Les allochems sont également de petite taille : débris d'Echinodermes et d'Ophiures, rares tests de Brachiopodes et tests minces recristallisés. Ces derniers sont localement abondants et sont alors groupés en "gerbes" de directions variées. Ces micrites à tests fins constituent un faciès particulier ("calcaires à filaments" des géologues pétroliers) dont l'extension est généralement limitée.

Les spicules d'Alcyonaires n'ont été rencontrés qu'exceptionnellement, et d'ailleurs leur identification est rendue difficile par la recristallisation.

Leur recherche systématique, qui n'a pas été effectuée, aurait nécessité la confection de lames minces parallèles aux plans de stratification sur lesquels sont "plaqués" les *Cancellophycus*.

Les Foraminifères sont rares ; on observe quelques formes benthiques ubiquistes : très petits *Verneuilinidae* et *Nodosariidae (Nodosaria* sp. et *Cristellarias* sp.) ; les *Spirillina* ont également été trouvés ; les formes pélagiques n'existent pas au Jurassique moyen à l'exception de quelques Globigérines primitives qui ont été décrites en U.R.S.S. au Daghestan par V.-G. Morozova et T.-A. Moskalenko (1961). Quelques exemplaires malheureusement très abîmés de ces Globigérines ont été rencontrés dans la coupe de Claps, mais elles ne sont vraiment abondantes qu'à l'Oxfordien.

Latéralement, les marno-calcaires à *Cancellophycus* ne passent pas directement aux faciès littoraux organogènes, mais toujours par l'intermédiaire de calcaires lités assez homogènes (micrites et pelmicrites). Par contre on rencontre parfois des bancs isolés de matériel formé à faible profondeur (oolites, oncolites, etc...) brusquement intercalés dans les marno-calcaires où ils ont été transportés par des courants ou des glissements sous-marins : Bajocien de la coupe de Carcès et Bathonien supérieur de St-Julien-le Montagné. Des faits analogues, qui indiquent l'approche d'une zone haute, ont été décrits par G. Lucas (1942, p.306) en bordure du horst de Ghar Rouban à la frontière algéro-marocaine au Jurassique moyen.

Enfin dans les secteurs les plus méridionaux, la proportion de grains de quartz détritiques augmente ce qui suggère la proximité d'une terre émergée. Mais cet accroissement n'est pas accompagné par l'arrivée de boues argileuses. Dans ce secteur, la partie supérieure de la formation marno-calcaire passe à des pelmicrites gréseuses (coupe du Pin du Midi) où apparaissent des oncolites, alors que les *Cancellophycus* disparaissent.

En conclusion, les faciès à *Cancellophycus* correspondent *à une sédimentation en eaux calmes, à une profondeur supérieure à 150 m, ce que confirme l'exclusion mutuelle des Alcyonnaires et des oncolites). La fréquence de la pyrite, qui n'est pas associée à la glauconie, indique un milieu réducteur dû à l'absence de courants* ; il semble que cette tendance réductrice soit plus marquée dans les parties subsidentes du bassin dauphinois.

2°) LES MARNES A FACIES "TERRES NOIRES".

Ce faciès n'a été examiné que dans le bassin provençal (anticlinal de St-Victoire), où il est d'âge bathonien supérieur et callovien. Nous rappellerons les conclusions de l'étude sédimentologique (C. Tempier, 1964).

Dans la partie inférieure (Bathonien supérieur), la teneur en carbonates est de l'ordre de 50 %. La pyrite est abondante ainsi que le gypse secondaire. La microfaune est pauvre et se réduit à des *Nodosariidae : Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. et *Marginulina* sp. Dans les bancs les plus argileux, qui alternent avec des marnes plus dures riches

par des teintes beiges, plus foncées, ou quelquefois rosées lorsque le ciment qui les réunit est un peu argileux. Dans certains échantillons de sondages (Le Thoronet), elles sont imprégnées de pyrite et de matière organique, et sont alors noires. En lame mince, elles sont formées de couches successives très fines entourant un agglomérat micritique ou un fragment organique (tests). Leur forme est variée, parfois concave, ou irrégulière.

En général, bien que l'on n'observe pas de texture algale, il semble que d'après les travaux de E.B. Wethered (1889), L. Dangeard (1935), J.H. Johnson (1964) et de B. Derin et Z. Reiss (1966, planche 30, photo 167) ces oncolites soient formés par des Cyanophycées. Plus rarement on observe des petits nodules constitués par des Girvanelles : *Symploca jurassica* DANGEARD. Ils sont rarement bien conservés sauf dans le banc terminal du Bathonien de St-Hubert (LM 607) où nous avons retrouvé des formes identiques à celles décrites par L. Dangeard (1935, 1947) dans le Bathonien de Normandie et de la Sarthe.

Les oncolites renferment, associés aux Cyanophycées, des tests de Foraminifères fixés ne montrant que quelques loges "en coupole", mais dont la texture porcelanée, parfois encore visible, permet de les attribuer à des *Nubecularia*.

Les biomicrites à oncolites de Cyanophycées renferment également des débris de tests de Lamellibranches et de Brachiopodes, des pellets et des fragments de Bryozoaires (LM 613), coupe de St-Hubert).

Les Foraminifères sont localement abondants, avec surtout des Trocholines, des *Nodosaria* et des *Cristellaria*.

Ce faciès, riche en Algues, s'est déposé dans la zone euphotique, mais à l'abri de la houle et des courants de marées. Comme d'autre part il s'est placé entre les marno-calcaires à Cancellophycus et les calcaires oolitiques, sa formation s'est faite en mer ouverte. *On peut le considérer comme l'équivalent jurassique des sédiments des fonds à Mélobésiées des mers actuelles (circalittoral supérieur).*

2°) LES BIOMICRITES A CODIACEES.

Ce faciès est du point de vue descriptif, très voisin des biomicrites à oncolites de Cyanophycées, mais les autres organismes contenus et la position océanographique sont très différents.

Il contient des gros nodules formés par des Codiacées qui sont le plus souvent très recristallisées. Ces nodules sont cimentés par une micrite très fine, parfois un peu argileuse (LM 774). Les autres organismes sont rares : quelques débris d'Echinides et de tests de Gastéropodes ainsi que des Foraminifères (*Lituolidae* et *Verneuilinidae* à test épais et granuleux). Le ciment ou les bancs micritiques encaissants montrent souvent des îlots de calcite cristallisée et des *bird-eyes*, ce qui indiquerait *un dépôt à très faible profondeur, appartenant peut-être à la zone intertidale* (étage médiolittoral).

3°) LES BIOMICRITES A DEBRIS DE TESTS.

Ce faciès, caractérisé par des fragments de tests, associés à des Bryozoaires et à des entroques, ne donne pas d'indications particulières ; toutefois il est le plus souvent associé aux biomicrites à oncolites et doit donc correspondre alors à des conditions analogues de sédimentation.

5°) LES ARGILES ET MARNES LIGNITEUSES.

Les marnes ligniteuses n'ont été rencontrées que dans le Bathonien de la région de Vallauris. Elles sont de teinte grise ou noirâtre, mais deviennent jaunes ou même blanchâtres ou rosées par altération. Elles renferment de très petits grains de quartz en éclats, surtout à la base, et des débris charbonneux pouvant atteindre plusieurs centimètres qui sont souvent épigénisés par de la pyrite. En surface on observe des efflorescences de gypse et même parfois de soufre. Aucune microfaune n'a été rencontrée dans les échantillons étudiés qui ont par contre fourni des spores de Ptéridophytes (23 %) et des pollens de Conifères (77 %). Ces proportions indiquent un milieu continental proche du rivage marin*.

Les analyses effectuées par les exploitants ne sont pas utilisables, car elles concernent également des poches argileuses d'âge tertiaire. Toutefois, J. du Rouchet (1952) donne les résultats de l'analyse diffractométrique de deux échantillons : ils sont formés uniquement par de la kaolinite et du quartz. Ce dernier provient des grains détritiques qui n'ont pas été préalablement séparés des argiles avant l'analyse diffractométrique.

Une mention spéciale doit être accordée au lit d'argilite (éch. 781), à débris végétaux situé à la base de la formation, qui s'avère composé de chlorite, de montmorillonite très altérée, et d'interstratifiés de dégradation de ces deux minéraux. Toutefois l'altération de certains de ces niveaux argileux peut être postérieure au Jurassique, car il y a dans cette région des poches d'argile kaolinique tertiaire (C. Rousset, 1968).

Ces argiles dépourvues de faunes marines correspondent soit à des dépôts continentaux soit à des vases supralittorales déposées en milieu de type "mangrove". La présence, à la partie supérieure, d'intercalations de calcaires argileux à Huîtres, Algues calcaires et Foraminifères, serait en faveur de cette deuxième hypothèse.

6°) LES CALCAIRES ARGILEUX A HUITRES ET ALGUES CALCAIRES.

Ce faciès est également localisé dans le Bathonien supérieur de la région de Vallauris, où il ne dépasse pas 10 m de puissance. Des marnes grises, acoîques alternent avec des lits de calcaires argileux blanchâtres renfermant de très nombreuses valves d'*Ostrea sandalina* GOLDF. des Algues calcaires (Codiacées) et des Foraminifères arénacés qui sont localement abondants, mais peu variés (le banc à *Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMANN ne contient pratiquement que cette espèce).

Ces diverses observations montrent que ce *faciès correspond à un milieu littoral où devaient se produire de fortes variations de salinité des eaux ne laissant subsister que certaines espèces.*

II - Les biomicrites

Les biomicrites sont très répandues au Jurassique moyen. Bien que très variées, elles ne peuvent souvent être subdivisées en types bien définis.

1°) LES BIOMICRITES A ONCOLITES.

Ce faciès, particulièrement caractéristique, est surtout développé au Bathonien supérieur. Les oncolites, dont les dimensions varient de 0,5 mm à 30 mm, se distinguent en général

* L'analyse palynologique a été effectuée par J. Médus que je remercie ici.

haut-fond du moyen Verdon. Il s'agit des micrites un peu argileuses, de teinte très claire, blanches ou beiges, avec des taches rouille. Les remaniements sur place sont fréquents ; ils aboutissent à la formation d'intramicrudites dans lesquelles les allochems et le ciment ont la même composition et des limites souvent floues. Tous les intermédiaires existent entre des micrites à traces de bioturbations ou de remaniements peu importants et de véritables intrasparites. On observe d'ailleurs souvent des îlots de calcite claire du type *bird-eyes*.

Un cas très particulier de remaniement est constitué par un réseau très dense de petites fentes perpendiculaires et parallèles à la stratification et remplies de calcite claire, ou parfois, d'argiles vertes (éch.1295' de la coupe de Blaque Meyanne). L'origine de cette structure peut être attribuée à des petites fentes de dessication donnant des fissures verticales et un début de soulèvement des croûtes.

Dans ces micrites, les allochems sont rares : très entiers ou fragmentés de Gastéropodes, Foraminifères (*Verneuilinidae* à test épais et granuleux et *Lituolidae*), rares Ostracodes. Ces derniers sont toutefois abondants dans de minces lits très localisés et dépourvus de Foraminifères.

Ce faciès semble s'être formé à très faible profondeur dans des zones pouvant être temporairement exondées et probablement intertidales comme le montre l'existence de micrites à *bird-eyes* associées à des niveaux à Algues. Les bancs à Ostracodes, dépourvus de Foraminifères peuvent correspondre à des dépôts d'eau douce.

V - Les biolithites (calcaires construits)

Les faciès construits sont très rares au Jurassique moyen où ils ne jouent qu'un rôle mineur. Il ne semble pas exister de véritables récifs coralliens dans la région étudiée. Les biolithites peuvent être subdivisées en un certain nombre de types, caractérisés par les organismes constructeurs les plus abondants.

1°) BIOLITHITES A POLYPIERS.

Les Polypiers ne constituent que des petites colonies (10 à 50 cm de hauteur) qui sont en général massives et en forme de Cyprès. Les branches sont très fines et très proches les unes des autres. *Ces formes étaient localisées dans des milieux calmes ; pelmicrites ou micrites à oncolites et devaient se développer à une profondeur suffisante pour être à l'abri de la houle et des vagues (infralittoral ou circalittoral supérieur).*

Les fragments de Polypiers que l'on trouve remaniés dans les intrasparites et les oosparites, proviennent de colonies qui devaient se développer à une profondeur plus faible, et qui ont été détruites par les vagues. Mais ces débris ne sont pas assez abondants pour que l'on puisse en déduire la présence, en arrière des lentilles oolitiques, de récifs entièrement démantelés.

Les biohermes observés dans la coupe de la cluse d'Aiglun sont de nature différente. Ils se rapprochent des faciès décrits dans l'Aalénien de la coupe de la Gondole (p. 97). Leur âge aalénien ou *bajocien* inférieur est probable.

2°) LES BIOHERMES A BRYOZOAIRES ET ALGUES.

Ces formations construites sont localisées à la partie supérieure du Bathonien de la vallée du Gapeau. Ce sont de petits biohermes lenticulaires formés par des Bryozoaires

4°) LES BIOMICRITES A SPICULES, BRYOZOAIRES ET ONCOLITES.

Ce faciès est caractérisé par l'abondance des spicules monaxones souvent calcitisés, la silice s'étant généralement concentrée dans des chailles. La faune associée, surtout les oncolites, indique un *dépôt dans l'étage circalittoral* comme pour les faciès analogues de l'Aalénien, décrits p.122. On y note quelquefois des petites colonies de Polypiers.

Ce faciès est localisé dans le Bajocien. Il est souvent transformé par recristallisation en "intrasparites" ou pelsparites dont les allochems sont isolés au milieu de plages de calcite claire.

5°) LES BIOMICRITES A TESTS FINS.

Quelquefois très abondants, les tests fins peuvent former la totalité des allochems visibles. Ils ne sont pas rangés parallèlement à la stratification, mais sont groupés en "gerbes" de directions variées, sans doute à cause du brassage du sédiment par les organismes fouisseurs, probablement aussi à l'origine de la fragmentation de certains allochems en très petits débris.

Ce faciès est presque toujours intercalé dans les marno-calcaires à *Cancellophycus*.

III - Les pelmicrites

Ce faciès se rencontre partout au Jurassique moyen et constitue notamment la quasi totalité des couches calcaires du Callovien. On observe tous les intermédiaires entre les véritables pelmicrites à petits agglomérats de particules fines produites par l'activité des organismes (*fecal-pellets*) et les micrites qui ont évolué pendant la diagenèse en prenant une texture "floconneuse". La distinction entre ces deux types est le plus souvent impossible. Les autres allochems sont rares ; ce sont de très petits débris de tests ou d'entroques, de dimension souvent inférieure à 0,1 mm. *Ceci indique une intense activité des "mangeurs de sédiments" qui sont, sans doute, également à l'origine des pellets.*

Les pelmicrites ne donnent pas d'indications océanographiques car on les trouve aussi bien associées aux Cancellophycus (Callovien calcaire) qu'aux faciès à oncolites. Elles sont toutefois plus rares dans les faciès littoraux ou intertidaux.

IV - Les micrites

Les micrites ont été rencontrées dans deux contextes très différents.

1°) MICRITES "HEMIPELAGIQUES".

Les niveaux calcaires intercalés dans la série à *Cancellophycus* sont souvent constitués de micrites grises, qui ne renferment que de très rares débris de tests et des Radiolaires. La microfaune, très pauvre, comporte quelques *Nodosariidae* benthiques et de très rares Globigérines.

2°) MICRITES ASSOCIEES AUX BIOMICRITES A CODIACEES.

Ce faciès a été rencontré uniquement dans le Bathonien de la partie orientale du

Dans d'autres cas au contraire, on n'observe ni grains de quartz, ni structures nettes Les seuls intraclastes visibles sont des lumps de taille variable qui n'ont subi qu'un faible transport, ou même résultent de remaniements sur place dans la zone intertidale. C'est le cas des intrasparites de la coupe du col de Ferrier, qui s'intercalent dans des micrites remaniées du type décrit p. 240.

Les faciès d'intrasparites ne renferment que des organismes de faible profondeur (Algues calcaires, Foraminifères) mais qui, n'étant pas en place, ne donnent pas d'indications océanographiques. *Ils semblent partout correspondre au remaniement par des courants, de matériel littoral* par exemple dans la zone d'action des courants de marée dans l'étage infralittoral.

II - Les pelsparites

Les pelsparites sont difficiles à séparer nettement des intrasparites fines précédentes. Les pellets sont cependant plus petits et plus isométriques que les intraclastes. Ce faciès résulte de remaniements hydrodynamiques peu intenses et localisés dans les aires de dépôts des pelmicrites.

III - Les oosparites

Les oosparites sont très développées au Bathonien ; on peut observer plusieurs types parfois très nets.

1°) LES OOSPARITES FINES.

Elles sont formées par des petites oolites (0,1 mm) très isométriques qui ont une seule couche périphérique et un nucléus micritique. Ces dernières, résultent de l'oolitisation des allochems des intrasparites fines, auxquelles elles sont associées. Sur le terrain, elles ne montrent pas de structures liées à l'action des courants. Un bon exemple de ce faciès peut être observé dans le Bathonien supérieur de la coupe de Claps.

2°) LES OOSPARITES GROSSIERES.

Elles sont très variées et présentent un certain nombre de caractères tant à l'échelle de la formation qu'à celui de la lame mince.

a) Elles forment sur le terrain des grandes lentilles mesurant plusieurs kilomètres de longueur et entre 20 et 100 m d'épaisseur. Deux d'entre elles peuvent être facilement individualisées dans la bordure méridionale du bassin provençal, au Pilon-St-Clément et à Cabasse.

b) A l'intérieur de ces lentilles, les oosparites forment des petits bancs à litages obliques ou entrecroisés ; plus rarement on observe de grandes stratifications obliques comme à Cabasse où elles indiquent des courants orientés grossièrement du Sud vers le Nord.

c) En lame mince, on observe de gros grains (1 mm) de quartz qui peuvent être ou non oolitisés. Les allochems calcaires sont en contact les uns avec les autres, mais les cas d'interpénétration sont peu fréquents.

d) Le plus souvent le nombre de couches de ces oolites est d'autant plus grand que

stratiformes cimentés par des micrites concrétionnées qui ne montrent pas de texture visible au microscope, mais qui sont presque sûrement d'origine algale. On observe d'ailleurs fréquemment des petits îlots de calcite cristallisée correspondant à des vides originels. Un bon exemple a été décrit p.163 dans la coupe de St-Hubert. Les mêmes organismes constituent également des lentilles très aplaties et des boules décimétriques isolées dans les pelmicrites noduleuses encaissantes.

Les Polypiers ne jouent aucun rôle dans l'édification de ces biohermes ; on observe seulement quelques formes "en Cyprès" fixées sur le substrat rigide formé par les Bryozoaires.

Ce faciès ne montre pas de traces de remaniement ; il passe latéralement, sur quelques mètres, aux biomicrites à oncolites. Il semble correspondre à un milieu calme, situé vers le sommet de l'étage circalittoral, et qui ne peut être en aucun cas qualifié de récifal.

3°) LES BIOSTROMES A HUITRES.

Les valves d'Huîtres sont parfois si abondantes qu'elles constituent alors des accumulations semi-construites plus ou moins concrétionnées. Ce faciès forme un substrat rigide qui permet le développement des Bryozoaires constructeurs (coupe de St-Hubert).

B - FACIES ALLOCHTONES

Les faciès allochtones sont assez développés au Jurassique moyen, avec en particulier les grandes lentilles d'oosparites du Bathonien supérieur. Seuls seront décrits ici les types caractéristiques.

I - Les intrasparites

Les intrasparites sont formées par des fragments de sédiments le plus souvent arrondis remaniés et redéposés à faible distance. Plusieurs sous-faciès peuvent être distingués suivant la nature et la forme des intraclastes.

1°) LES INTRASPARITES FINES ISOMETRIQUES.

Ce faciès montre des intraclastes de petite taille, de 0,1 à 0,5 mm, très isométriques, qui sont formés uniquement de micrite et se rapprochent des pellets par leur taille. Ils résultent sans doute de l'agglomération de particules fines par des organismes ou des courants peu intenses. On n'observe d'ailleurs pas de structures sédimentaires indiquant des actions hydrodynamiques notables.

2°) LES INTRASPARITES GROSSIERES.

Elles comportent, en plus des lumps résultant de l'agglomération de particules fines, des fragments remaniés à partir de couches déjà déposées : biomicrites, biosparites oosparites, etc... Les débris organiques (entroques, fragments de tests ou de Polypiers) sont également très fréquents ; on observe également des oncolites et des nodules de Codiacées.

La fréquence des litages obliques ou entrecroisés montre que la mise en place du sédiment a été effectuée par des courants. Ce faciès est bien représenté à la base et au sommet des lentilles oolitiques du Bathonien supérieur de la vallée du Gapeau; il contient souvent des grains de quartz pouvant atteindre 1 mm de diamètre.

habituellement associés aux oosparites, sont inclues dans un ciment micritique, parfois faiblement recristallisé, qui renferme souvent des tests fins. La surface des bancs montre fréquemment des *Cancellophycus* (coupe de St-Julien-le-Montagné notamment).

Plusieurs phénomènes peuvent être envisagés pour l'origine de ces faciès :

a) transformation diagénétique en micrite d'un ciment originellement formé de calcite largement cristallisée ; dans ce cas, la roche ne renfermerait pas de petits allochems fragiles ni de tests fins ;

b) formation des intraclastes et des oolites par recristallisation ; ce processus est possible pour les intraclastes, mais très rare pour les oolites ; cette hypothèse est peu vraisemblable en raison de la présence de la microfaune habituelle aux faciès oolitiques ;

c) mélange d'un matériel oolitique allochtone avec un sédiment fin autochtone ; ce processus semble le mieux correspondre aux faits observés.

Le transport du matériel oolitique est dû le plus souvent à des courants, car on observe fréquemment des tests rangés parallèlement au litage et un léger ravinement des bancs sous-jacents. Par contre, les glissements sous-marins et les turbidites sont très exceptionnels car on observe rarement des granoclassements ou des laminations.

Ces faciès ne nous éclairent pas sur la profondeur du dépôt qui peut être assez forte (association aux formations bathyales à *Cancellophycus*) ; mais leur répartition donne des indications sur les directions et le sens de déplacement des sédiments à partir des zones littorales.

C - LES DOLOMIES ET LA DOLOMITISATION

Les phénomènes de dolomitisation entravent l'examen des microfaciès calcaires. Les dolomies ont au Jurassique moyen une répartition verticale et horizontale très irrégulière. Elles ne doivent en aucun cas être utilisées comme niveau repère ; elles sont épigénétiques et résultent du remplacement de la calcite par la dolomite dans les calcaires.

La dolomite peut envahir tous les faciès, mais en fait les formations marneuses ou marno-calcaires ne sont que localement affectées. Elle se localise de préférence dans les intrasparites ou les oosparites et surtout dans les horizons micritiques déposés sur les zones hautes. Du point de vue paléogéographique, la dolomitisation affecte surtout le haut-fond du moyen Verdon et ses bordures, au Bajocien et au Bathonien. Mais au Callovien, l'effacement du bassin provençal provoque la migration vers le Sud-Est, de la "zone dolomitique" qui se localise alors entre St Maximin et Draguignan, et plus à l'Est, dans la couverture du massif du Tanneron.

le nucléus est plus petit. En effet le matériel obtenu est très isométrique, comme on peut le voir sur les courbes granulométriques des oosparites de la coupe du Pilon St Clément (fig. 50). La taille maximum des oolites indique l'intensité des courants, comme l'a montré A. Carozzi (1960, p.242).

e) L'étude granulométrique des grains de quartz montre qu'ils ont été soumis au même triage hydrodynamique que les oolites : les courbes sont parallèles pour les échantillons du Pilon St Clément, ou confondues pour les oosparites gréseuses de la coupe de Bandol.

Ces divers caractères permettent de rapprocher les grandes lentilles d'oosparites de la bordure méridionale du bassin provençal des "carbonate sand bodies" décrits par MM. Ball (1967) sur le littoral de Floride et des Bahamas : ces derniers sont situés à la rupture de pente entre le domaine littoral intertidal et les zones de sédimentation vaseuse ; leur localisation est en rapport avec les irrégularités du fond qui commandent le réseau des courants de reflux.

Pour être plus poussée, cette comparaison demanderait de nouvelles recherches sur la direction des courants par mesure systématique du plongement des litages obliques et sur la granulométrie des sédiments dans les diverses parties des lentilles.

Les oosparites à litages obliques forment de grandes lentilles qui sont localisées à la limite externe du domaine littoral. Leur position géographique peut donc permettre de déterminer la situation approximative des zones émergées continentales ou des lignes de hauts-fonds.

Des oosparites plus complexes sont formées par le mélange de plusieurs stocks différents : le cas le plus net est celui des roches où de très grosses oolites sont noyées dans une intrasparite ou une oosparite fine, ce qui est en contradiction avec les résultats de l'étude de la formation des oolites par A. Carozzi (1960). Ces faciès semblent correspondre à des remaniements multiples et à des mélanges de sédiments sur les hauts-fonds, ce qui est en accord avec leur position paléogéographique (coupe de Blaque Meyanne par exemple).

Les résultats de l'étude pétrographique détaillée des oosparites conduirait à des développements trop vastes. Toutefois un point intéressant concernant l'évolution et la morphologie des gros grains de quartz (0,5 à 1,5 mm) localisés à la base des calcaires, à Bandol et au Pilon St Clément, peut être développé.

a) Les grains sont polycristallins et entourés d'une auréole d'accroissement secondaire qui tend à leur donner un contour automorphe ;

b) Les cristaux de quartz sont ensuite corrodés : la calcite s'insinue dans les fissures ou forme des golfes de corrosion en doigt de gant ;

c) La fissuration des grains apparaît cependant le plus souvent antérieure aux auréoles d'accroissement secondaire qui la recoupent (LM 1081'). On observe aussi des grains (LM 1082 et 1082') à "fissuration en grillage" ou à fissures parallèles ferruginisées, cicatrisées par les accroissements secondaires.

Cette fissuration, accompagnée d'hématitisation, doit donc être antérieure au dépôt des grains de quartz dans les oosparites. Elle peut être liée à des phénomènes d'altération continentale sur les régions émergées constituant les sources de matériel terrigène.

IV - Les oomicrites et les intramicrites

Ces deux faciès, généralement liés dans les mêmes bancs, peuvent être étudiés ensemble. Des oolites, accompagnées d'intraclastes, de grains de quartz et des Foraminifères

Les Algues calcaires, surtout représentées par des Cyanophycées et des Codiacées, existent pendant tout le Bajocien-Bathonien dans les faciès littoraux. Elles sont très rares dans les couches calloviennes.

3°) ORGANISMES DIVERS.

Quelques organismes ont une répartition stratigraphique précise. Les *Cancellophycus*, apparus au Toarcien supérieur, sont très abondants pendant le Bajocien, le Bathonien et le Callovien inférieur. Ils disparaissent au Callovien supérieur à la base de la zone à Lamberti en même temps que les Posidonomyes des faciès marneux qui se développent au Bathonien supérieur et au Callovien inférieur et moyen.

Les spicules droits sont abondants au Bajocien ; au Callovien moyen on trouve par places des spicules tétraxones.

4°) FORAMINIFERES.

Les microfaunes du Jurassique moyen sont variées et abondantes, mais la plupart des genres ont une large répartition verticale et sont liés aux faciès littoraux (Trocholines, *Pfenderina*, *Kurnubia*, *Haurania*, *Nautiloculina* et *Lituolidae* variés), ou aux milieux vaseux plus profonds (*Spirillina* et Globigérines). Cependant, quelques formes localisées dans la partie supérieure du Bathonien donnent de précieuses indications stratigraphiques :

Meyendorffina bathonica AUROUZE et BIZON, 1958. Cette espèce, très caractéristique, a été trouvée dans de nombreuses coupes, mais reste assez rare. Elle est localisée dans les faciès littoraux et n'existe pas dans les marno-calcaires à *Cancellophycus*. Elle est chronostratigraphiquement localisée au Bathonien supérieur (zone à Discus d'après les auteurs précités ?) ; toutefois, dans les coupes étudiées, cette espèce se place nettement au-dessous du sommet du Bathonien qui a fourni *Delecticeras delectum* ARKELL au Nord-Ouest de Bandol. Dans le bassin parisien, *Meyendorffina* est fréquemment associée à *Orbitammina*, mais ce dernier genre n'a pas été observé.

Kilianina sp. Des sections attribuables à ce genre ont été notées dans les formations qui renferment *Meyendorffina bathonica* mais de nouvelles lames devraient être taillées avant que l'on puisse affirmer l'attribution à l'espèce *Kilianina blancheti* décrite par J. Pfender en 1933.

Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, 1950. Cette espèce est commune dans les faciès oolitiques fins et surtout les oomicrites du Bajocien supérieur et du Bathonien. R. Weynschenk (1956) signale cette espèce dans tout le Jurassique moyen et supérieur ; elle semble toutefois plus rare en Provence après le Bathonien.

Acervulinidae. On peut probablement rapporter à cette famille un organisme "*incertae sedis*" en arceaux qui a souvent été signalé, et dont un type a été décrit par J. Cuvillier et R. Deloffre (1964) dans le Crétacé inférieur aquitain. Les formes observées, parfois fixées, sont localisées dans les faciès calcaires littoraux (intrasparites et oosparites), mais n'ont pas été observées dans les milieux intertidaux ou dessalés. Du point de vue chronostratigraphique, ces *Acervulinidae* ont toujours été observés dans les niveaux du Bathonien supérieur à *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON. Ils semblent donc avoir, au moins localement, une valeur chronologique.

Vermeulinidae à tests épais. Des formes trisériées assez grosses et à tests épais ont été observées dans les couches du Bathonien supérieur, surtout dans les faciès de micrites

IV. REPARTITION STRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES FACIES AU JURASSIQUE MOYEN

A - GENERALITES

La répartition des faciès du Jurassique moyen a été étudiée du point de vue stratigraphique, afin de définir une échelle lithologique utilisable en l'absence de fossiles ; ainsi que du point de vue géographique, pour établir le schéma paléogéographique et la position des divers milieux marins, ainsi que leurs relations mutuelles.

B - REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES MICROFACIES

Dans le Jurassique inférieur, un certain nombre de faciès présentent une extension verticale réduite, ce qui permet de les utiliser comme bancs repères de valeur lithostratigraphique. Par contre, au Jurassique moyen, les faciès ne peuvent servir de guides lithostratigraphiques, sauf dans quelques cas particuliers : la répartition des minéraux ou des organismes peut seule alors donner des indications.

I - Répartition stratigraphique des minéraux et des organismes

Les indications données par l'étude des lames minces sont regroupées dans le tableau de la planche LVII.

1°) MINERAUX

Le quartz détritique est surtout abondant au Bajocien supérieur (faciès calcaire), à la base du Bathonien supérieur et au Callovien inférieur. La silice authigène est localisée dans le Bajocien calcaire, où elle est associée aux spicules. La glauconie et les phosphates n'existent que dans les niveaux de "condensation" stratigraphique : Bajocien inférieur, sommet du Callovien.

2°) ALGUES CALCAIRES.

Dans la coupe des Pallières, l'horizon glauconieux et phosphaté du Bajocien inférieur est remplacé par un *hard-ground* et la puissance des marno-calcaires diminue. Un banc oolitique peu épais couronne le Bathonien ; il est surmonté par le Callovien inférieur marno-détritique, puis par les calcaires de la partie moyenne de l'étage qu'un *hard-ground* sépare de l'Oxfordien.

Au Mont Major, le Bajocien se réduit à quelques mètres de biomicrites à chailles entre le Rhétien et le Bathonien supérieur : intrasparites peu puissantes (50 m) à *Meyendorffina*. Le Callovien est représenté uniquement par 2 m de calcaires argileux appartenant à la partie moyenne de l'étage.

Cette réduction d'épaisseur considérable, due notamment à la disparition totale des marno-calcaires à *Cancellophycus*, marque la zone axiale du haut-fond du moyen Verdon.

Au Nord, à St-Julien-le-Montagné et à Gréoux, les faciès à *Cancellophycus* se développent à nouveau, mais dans la partie supérieure du Bathonien. Ils surmontent des dolomies encore mal datées et renferment de nombreuses intercalations d'oomicrites qui indiquent la proximité du haut-fond.

Ce profil synthétique montre que le bassin provençal est limité au Nord par une zone haute, le haut-fond du moyen Verdon, qui l'isole du bassin dauphinois masqué ici par le poudingue tertiaire de Valensole.

2°) PROFIL DU JURASSIQUE MOYEN DE RIANS A ANTIBES (PLANCHE LIX).

Ce profil est orienté Ouest-Est et suit en gros l'axe du haut-fond du moyen Verdon. Ce dernier, très complexe, comporte des zones hautes et des secteurs subsidents.

Comme on l'a vu dans le profil Nord-Sud, à l'extrémité occidentale, dans les coupes de Vautubière et du Mont Major, le Bajocien est très réduit et supporte directement les assises calcaires ou dolomitiques du Bathonien supérieur. Mais le Callovien qui mesure seulement 2 m, s'épaissit très rapidement vers l'Ouest. Le problème de l'extension des faciès calcaréo-dolomitiques du Bathonien vers Pertuis reste posé ; mais il est très vraisemblable qu'ils ont encore été traversés par les sondages pétroliers (P.R.E.P.A.) forés dans l'anticlinal du Pont de Mirabeau au Nord-Est de Peyrolles.

A Tavernes, tout le Bathonien est dolomitique. Le Callovien est encore calcaire, mais il se dolomitise à son tour dans la coupe d'Aups.

La coupe de Blaque Meyanne montre une série assez puissante (220 m), mais entièrement constituée par des faciès déposés à faible profondeur. Le Bajocien est formé de biomicrites, de biosparites et d'oosparites à chailles, en partie dolomitisées. Au-dessus le Bathonien débute par des intrasparites et des oosparites dépourvues de microfaunes, pouvant représenter la partie moyenne de l'étage. Le Bathonien supérieur comprend des micrites à lits marneux et niveaux remaniés, surmontées par une puissante série de calcaires blancs fins ("calcaires blancs" à *Rhynchonella decorata* des auteurs).

Plus à l'Est, dans les coupes des Baous et de Claussonnes, le Bathonien se réduit par sa base, qui présente des niveaux continentaux, tandis que le sommet du Bajocien est fortement rubéfié. Les dolomies envahissent progressivement le Bathonien supérieur et le Callovien. Ce dernier n'est plus individualisé dans la région d'Antibes.

Ce profil montre que le haut-fond du moyen Verdon comprend au Jurassique moyen des secteurs à tendance nettement subsidente, mais où la tranche d'eau est toujours restée très mince, et des zones hautes dépourvues de dépôts (Mont Major) ou même émergées (région d'Antibes - Grasse) au Bathonien inférieur et moyen.

intertidales de la partie orientale du haut-fond.

Ces diverses formes permettent de caractériser les couches du Bathonien supérieur. Par contre, le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur sont particulièrement pauvres en microfaune ; il en est de même pour le Callovien au sommet duquel apparaissent quelques Globigérines.

II - Répartition stratigraphique des microfaciès

Les passages latéraux entre les diverses formations du Jurassique moyen sont très fréquents ; aussi les microfaciès ne présentent-ils généralement pas de valeur comme repère lithostratigraphique, si ce n'est à l'échelle du kilomètre.

C - REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU JURASSIQUE MOYEN

La répartition géographique des diverses formations du Jurassique moyen est très complexe et ne peut pas toujours être décrite avec la précision souhaitée du fait des incertitudes régnant dans les attributions d'âge. Nous étudierons deux exemples de corrélations des faciès calcaires, puis nous examinerons la paléogéographie de la Provence au cours de cette période à partir des cartes de faciès et à l'aide de coupes paléo-océanographiques.

I - Corrélations des formations sur des profils typiques

Les corrélations seront établies sur deux profils : l'un orienté Sud-Nord, de Cuers à Gréoux-les-Bains met en évidence le haut-fond du moyen Verdon, l'autre Est-Ouest montre les variations de faciès qui se produisent sur ce même haut-fond.

1°) PROFIL DU JURASSIQUE MOYEN DE CUERS A GREOUX-LES-BAINS (PLANCHE LVIII).

Au Sud (Pilon St Clément), le Bajocien inférieur est très mince et coupé de *hard-grounds*. Il supporte les marno-calcaires à *Cancellophycus* qui représentent le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur et moyen, et dont la puissance est de 150 m.

Le Bathonien supérieur comprend une épaisse formation oolitique, surmontée par des bancs construits, mais le sommet de l'étage a été enlevé par l'érosion. Les oosparites disparaissent très rapidement vers le Nord-Ouest, passant latéralement aux marno-calcaires : à Truébis, seuls subsistent les bancs construits, surmontés par un horizon de calcaire noduleux et par des intrasparites dolomitiques qui sont plus récents que l'horizon bathonien supérieur à *Acervulinidae* et *Meyendorffina*.

Le Callovien, absent par érosion à Cuers, est représenté ici par des marnes gréseuses supportant des dolomies.

Plus au Nord, les formations du Bajocien et du Bathonien inférieur restent assez constantes dans les coupes de Mazaugues et Tourves ; par contre, les calcaires du Bathonien supérieur se réduisent rapidement par passage latéral aux marno-calcaires, tandis que l'importance des dolomies diminue au Callovien dont la partie supérieure reste calcaire dans la partie médiane du bassin provençal.

Ces quatre coupes méridionales du profil se rattachent à la bordure méridionale du bassin. La présence des lentilles oolitiques indique que le rivage (présence de grains de quartz) se situe à peu de distance vers le Sud.

souvent dolomitisés. A l'extrémité orientale de la région étudiée, une nouvelle zone de lacune est localement soulignée par une ferruginisation du sommet des calcaires bajociens qui correspond sans doute à une période d'émersion. Le Bathonien supérieur qui recouvre cette région débute d'ailleurs par des faciès continentaux ou très littoraux.

Au Nord du haut-fond du moyen Verdon, les dolomies passent à des calcaires, puis on retrouve les marno-calcaires à *Cancellophycus* représentant l'ensemble Bajocien-Bathonien. Plus au Nord, les faciès deviennent plus marneux tout en restant peu épais.

Au Bathonien inférieur, la subsidence est importante dans les bassins, mais affecte également la partie centrale du haut-fond du moyen Verdon, entre Tavernes et les Baous, qui est le siège d'une intense dolomitisation.

3°) BATHONIEN SUPERIEUR (carte planche LXIII).

Au début du Bathonien supérieur, juste au-dessous de la biozone à *Meyendorffina bathonica*, les sables oolitiques forment de grandes lentilles ("*sand-bodies*") qui envahissent par le Sud la bordure méridionale du bassin provençal maintenant orientée NE-SW. L'axe du bassin est toujours le siège d'une sédimentation marno-calcaire (environs de Marseille) ou même marneuse (Ste-Victoire).

Tout à fait à la fin du Bathonien, les sédiments calcaires (oosparites, biomicrites à oncolites) envahissent toute la partie orientale du bassin qui est en partie comblé. Les fonds à *Cancellophycus*, beaucoup moins étendus, sont limités à la région occidentale.

Le haut-fond du moyen Verdon est entièrement recouvert par des sédiments marins mais tout en restant cependant très proche de la surface, avec probablement des "*bancs*" émergés. A l'Ouest (Rians), les oosparites du Bathonien supérieur reposent directement sur le Bajocien. La partie centrale du haut-fond montre toujours des séries dolomitiques. A l'Est, une zone subsidente permet l'accumulation de micrites intertidales à oncolites avec des arrivées temporaires de matériel argileux et de brèves périodes d'exondation. Sur les terres émergées de la région de Vence - Antibes, la transgression débute par des brèches remaniant les bancs sous-jacents et les dépôts ferrugineux, ou par des argiles lignitueuses (formations supralittorales ou médiolittorales situées en arrière de la ligne de rivage) passant progressivement vers le haut à des couches marines, par l'intermédiaire d'alternances de marnes et de calcaires argileux à Huîtres.

A la fin du Bathonien, toute la partie orientale du haut-fond est à très faible profondeur : les dépôts sont micritiques et parfois remaniés par les courants de marée. La dolomitisation reste toujours très développée.

Sur la bordure méridionale du bassin dauphinois, les dolomies passent très rapidement à des calcaires fins puis aux marno-calcaires à *Cancellophycus* dont l'extension vers le Sud est maximale à la fin de l'étage. Localement les sables oolitiques sont entraînés par les courants jusque dans les fonds à Alcyonaires (Gréoux). Plus au Nord, la sédimentation devient plus marneuse, sans que l'épaisseur des dépôts devienne plus importante (100 à 200 m).

La planche LX donne des coupes sériées orientées Nord-Sud qui représentent la situation de la Provence à la fin du Bathonien. Elles montrent les profondeurs marines approximatives, déterminées d'après la répartition des faciès, ainsi que l'allure en profondeur des couches plus anciennes.

Pendant le Bathonien supérieur, le haut-fond du moyen Verdon cesse progressivement de se comporter comme une zone haute, alors que le bassin provençal est en grande partie rempli par les dépôts marno-calcaires. Les grandes lignes de la paléogéographie, constantes

II - Répartition géographique des formations et reconstitution paléogéographique

La répartition géographique des principales formations est donnée par des cartes qui ont été tracées pour le Bajocien, le Bathonien inférieur et moyen, le Bathonien supérieur et le Callovien. D'autre part, les coupes de la planche LX donnent une reconstitution paléogéographique de la Provence au Bathonien supérieur, après déroulement des unitées tectoniques fortement déplacées, ainsi que l'allure des sédiments antérieurement déposés. Nous examinerons successivement la répartition géographique des formations, et la paléogéographie qui en découle pour ces quatre périodes.

1°) BAJOCIEN (carte planche LXI).

Au Bajocien inférieur, *le bassin provençal* (figure 38) est entièrement balayé par des courants qui empêchent toute sédimentation, sauf dans un secteur très limité entre Cabasse et Entrecasteaux. L'hypothèse proposée par G. Lucas (1966) selon laquelle les zones de *hard-ground* de très grande extension auraient pour origine les courants de fonds liés aux ondes marines séismiques ou "*tsunami*", pourrait expliquer que le Bajocien inférieur soit représenté seulement par 1 à 2 m de calcaires glauconieux et parfois phosphatés, coupés de surfaces ferrugineuses, dans toute la région considérée.

Au Bajocien supérieur, le bassin est assez profond (fonds à *Cancellophycus*). Sur la bordure septentrionale viennent s'intercaler des matériaux oolitiques qui sont apportés par les courants à partir du haut-fond voisin (Entrecasteaux).

Le haut-fond du moyen Verdon, assez étroit à l'Ouest, s'élargit vers l'Est. Il est presque partout recouvert par la mer, mais les dépôts sont très minces et leurs faciès indiquent des profondeurs inférieures à 50 m : biomicrites à oncolites et spicules, intrasparites, oosparites et petites colonies de Polypiers. Les dolomies d'épigénie sont très développées. Les couches reconnues comme bajociennes ne doivent représenter qu'une petite partie de l'étage.

Comme au Jurassique inférieur, la zone haute s'étend largement vers le Nord, jusqu'à Chabrières au Sud de Digne.

Le bassin dauphinois est bordé au Sud par un secteur où le Bajocien est réduit à quelques bancs. Ces bancs sont séparés par des *hard-grounds* formés sur une plate-forme balayée par les courants, qui peut dans ce cas être située à faible profondeur (faciès à oncolites de Chasteuil). Plus au Nord, les zones subsidentes sont occupées par une sédimentation marno-calcaire en milieu réducteur où prolifèrent cependant les *Cancellophycus*.

Vers l'Ouest, le bassin dauphinois s'étend jusqu'à l'emplacement du Lubéron où le sondage grand Lubéron 1 (notice feuille Reillanne 1/50.000) a recoupé 360 m de marno-calcaires médiojurassiques. Aussi le problème de sa liaison avec le bassin provençal reste-t-il posé. Par contre vers l'Est, le haut-fond du moyen Verdon se raccorde avec les secteurs qui constituent la "patrie d'origine" des écailles sub-briançonnaises de l'Ubaye. En effet, dans ces unités, le Bajocien est en général absent (Séolane, lac d'Allos) ou représenté par des calcaires oolitiques peu épais (flanc inverse de la charnière du Cap, près de Méolans).

2°) BATHONIEN INFERIEUR ET MOYEN (carte planche LXII).

Le bassin provençal est occupé par des fonds à *Cancellophycus* où se déposent des boues fines marno-calcaires. Vers le Nord, on observe le passage très rapide à *la zone haute*. Entre Tavernes et Rians, celle-ci est dépourvue de sédimentation, mais sans indices d'émersion. Entre Aups et Fayence, au Bathonien moyen, elle est marquée par des dépôts oolitiques, le plus

1 *Des vases très fines* constituées d'un mélange d'argiles et de boues carbonatées d'origine chimique ou organique (les Coccolithes sont abondants dans les marnes). Les sources de matériel terrigène sont inconnues, mais peuvent être relativement lointaines (pélago-détritique) ;

2 *Des éléments biodétritiques calcaires* résultant directement ou indirectement de l'activité des organismes ; ils se forment principalement dans les secteurs peu profonds et se sédimentent sur leur lieu de formation ou à une faible distance de celui-ci ;

3 *Du matériel terrigène grossier* (quartz, micas) dont l'origine n'est pas la même que celle des terrigènes fins car il est toujours associé aux faciès calcaires littoraux.

Cette dernière fraction est rare et localisée dans les formations de la bordure méridionale du bassin provençal. Elle semble donc provenir d'une terre émergée située vers le Sud. Mais l'absence d'ensembles clastiques importants (delta, cônes détritiques) indique que le continent est éloigné ou très peu accidenté et couvert de forêts. Les grains de quartz fissurés et hématitisés et la fréquence des silts formés de petits éclats du même minéral sont en faveur de l'hypothèse d'un milieu chaud en période biostasique dans lequel le quartz est en partie détruit (R. Fauck, 1970 ; G. Millot et R. Fauck, 1971). La composition des faunes marines du Bathonien, ainsi que l'abondance des formations oolitiques analogues à celles observées actuellement sur les côtes de Floride, sont en accord avec cette conception.

depuis le début du Jurassique, évoluent dans le sens d'une uniformisation au Callovien.

Au Bathonien se posent comme au Bajocien les problèmes relatifs au prolongement du haut-fond vers l'Ouest, ainsi que vers l'Est où le raccord avec les unités alpines charriées est probable : il existe une grande analogie entre les faciès ligniteux à bancs d'Huîtres de la région de Vallauris, et le "Dogger à *Mytilus*" du Morgon et du lac d'Allos où le Bathonien supérieur repose sur le Trias et débute par une brèche ligniteuse qui supporte des lumachelles à *Alectryonia*, puis des biomicrites noires à oncolites.

Enfin les faciès calcaires du Bathonien supérieur provençal ressemblent beaucoup à ceux des grands Causses ou même du Jura et de la bordure orientale du bassin de Paris.

4°) CALLOVIEN (carte planche LXIV).

Au Callovien, les limites paléogéographiques du début du Jurassique s'effacent et les faciès sont beaucoup plus uniformes. Quelques hauts-fonds balayés par des courants subsistent par places (environs de Rians) au début de l'étage. Les divers faciès s'ordonnent dans l'ensemble suivant des lignes NE-SW.

Au Sud, apparaissent des marnes gréseuses, déposées à faible profondeur. Elles sont surmontées par des dolomies qui envahissent d'ailleurs tout l'étage vers Toulon, ainsi que de Brignoles à Bargemon. De très rares lentilles calcaires (intra-oosparites) indiquent des conditions littorales.

La partie occidentale de l'ancien bassin provençal montre des dépôts de calcaires argileux, peu épais ; ces couches deviennent très minces sur la zone haute de Rians, puis se développent de nouveau jusqu'à Chabrières, au Sud de Digne. Dans tout ce secteur, le Callovien supérieur manque, remplacé par des *hard-grounds* qui indiquent l'installation d'un régime de courants généralisé.

Dans le bassin dauphinois, très subsident, l'étage est complet et formé par des marnes noires très épaisses (100 à 300 m). Ces dernières passent vers le Sud à des marno-calcaires puis aux calcaires en plaquettes à *Cancellophycus* ; comme en Provence occidentale, le Callovien supérieur est alors remplacé par des *hard-grounds*.

A la fin du Callovien, la région étudiée constitue une vaste plate-forme légèrement inclinée vers le Nord, que balayent des courants. Au Nord d'une ligne de flexures peu accentuées, s'accumulent des vases pyriteuses noires.

D - CONCLUSION

Au début du Jurassique moyen, la région provençale comporte au Sud-Ouest un bassin subsident qui est séparé de la mer alpine par le haut-fond du moyen Verdon, localement émergé. Au Bathonien, les zones peu profondes sont le siège d'une sédimentation calcaire organogène qui recouvre bientôt les zones hautes au Bathonien supérieur qui est alors transgressif sur le Bajocien. Au Callovien, la subsidence ne reste importante que dans les régions dauphinoises et la topographie des fonds devient très monotone.

La puissance des dépôts varie peu et ne dépasse que très rarement 400 m pour l'ensemble du Jurassique moyen ; elle reste assez importante sur les hauts-fonds (250 m), à l'exception de quelques points localisés (Mont Major). Aussi une carte des isopaques ne donne-t-elle que très peu d'indications paléogéographiques. Les coupes sériées de la planche LX apportent des précisions sur les épaisseurs des principales formations et leur profondeur de dépôt.

Le matériel sédimentaire comporte trois fractions de nature et d'origine différentes :

CINQUIEME PARTIE

LE JURASSIQUE SUPERIEUR

I. INTRODUCTION

A - GENERALITES

Le Jurassique supérieur ou Malm comprend les étages Oxfordien, Kimmeridgien et Portlandien. Les limites et le nom de ce dernier ont donné lieu à de nombreuses discussions qui ont été résumées par R. Enay (1962-1964) et qui n'ont pas encore pu aboutir à un accord définitif. La région étudiée étant située dans la province mésogéenne, le terme de Portlandien sera considéré ici comme l'équivalent exact du Tithonique tel qu'il a été redéfini par R. Enay.

Les grandes lignes paléogéographiques du Jurassique supérieur sont simples et très différentes de celles du Jurassique moyen : la Provence correspond à un vaste précontinent très peu accidenté, séparé par une ligne de flexure du bassin dauphinois, siège au contraire d'une forte subsidence. Le Portlandien, caractérisé par le développement de faciès récifaux, sera étudié séparément.

A l'Oxfordien et au Kimmeridgien, on peut distinguer (figure 78) :

- une *région méridionale* caractérisée par l'absence de l'Oxfordien et par une importante dolomitisation des formations kimmeridgiennes sur le pourtour du massif des Maures ;
- une *région médiane* où l'Oxfordien est réduit à sa partie supérieure à faciès calcaire et marno-calcaire, le Kimmeridgien étant calcaire ;
- le *bassin dauphinois* où l'Oxfordien est complet et surtout marneux (terres noires).

Au Portlandien, qui n'existe plus dans toute la partie sud-est (figure 79), les faciès sont partout calcaires ou dolomitiques. Ils ont été subdivisés en plusieurs zones (C. Tempier, 1966 a) :

- la *zone méridionale* (Toulon), où se développent des biomicrites peu puissantes à Algues calcaires ;
- la *zone médiane* légèrement subsidente caractérisée par le développement des micrites dolomitiques ;
- la *zone récifale*, qui s'étend depuis la Montagne Ste Victoire à l'Ouest jusqu'à l'arrière-pays niçois à l'Est, comporte des formations construites à Madréporaires.

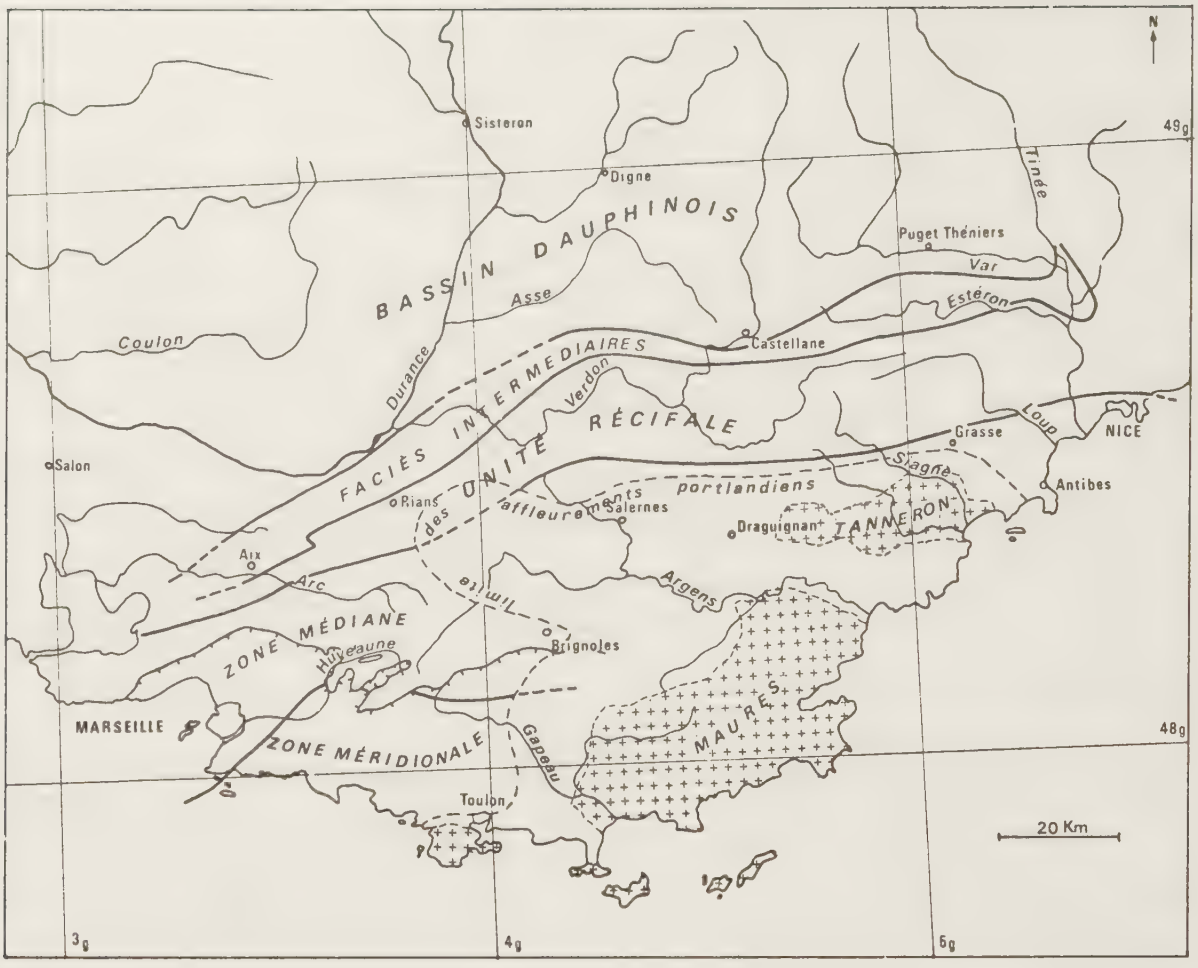


Figure 79 : Grandes unités paléogéographiques au Portlandien

I - Région méridionale

Au Sud du synclinal de l'Arc, l'Oxfordien n'a jamais été caractérisé par sa faune. Le Kimmeridgien semble reposer directement sur le Callovien moyen calcaire. Il est formé de micrites beige clair bien stratifiées n'ayant jamais fourni d'Ammonites, mais qui passent vers le Nord à des formations datées. Elles renferment des lentilles éparses de dolomies qui envahissent la totalité du Malm à l'Est d'une ligne La Ciotat - Tourves.

Le sommet, lorsqu'il n'est pas dolomitisé, est formé par quelques mètres de biomicrites claires à chailles renfermant des Bryozoaires, des entroques et un peu de glauconie. Ce niveau peut être comparé à des couches datées du Kimmeridgien supérieur par W. Kilian et A. Guébhard (1905) au Nord-Ouest de Grasse.

II - Région médiane

L'Oxfordien et le Kimmeridgien sont fossilifères aux environs de Rians, dans les

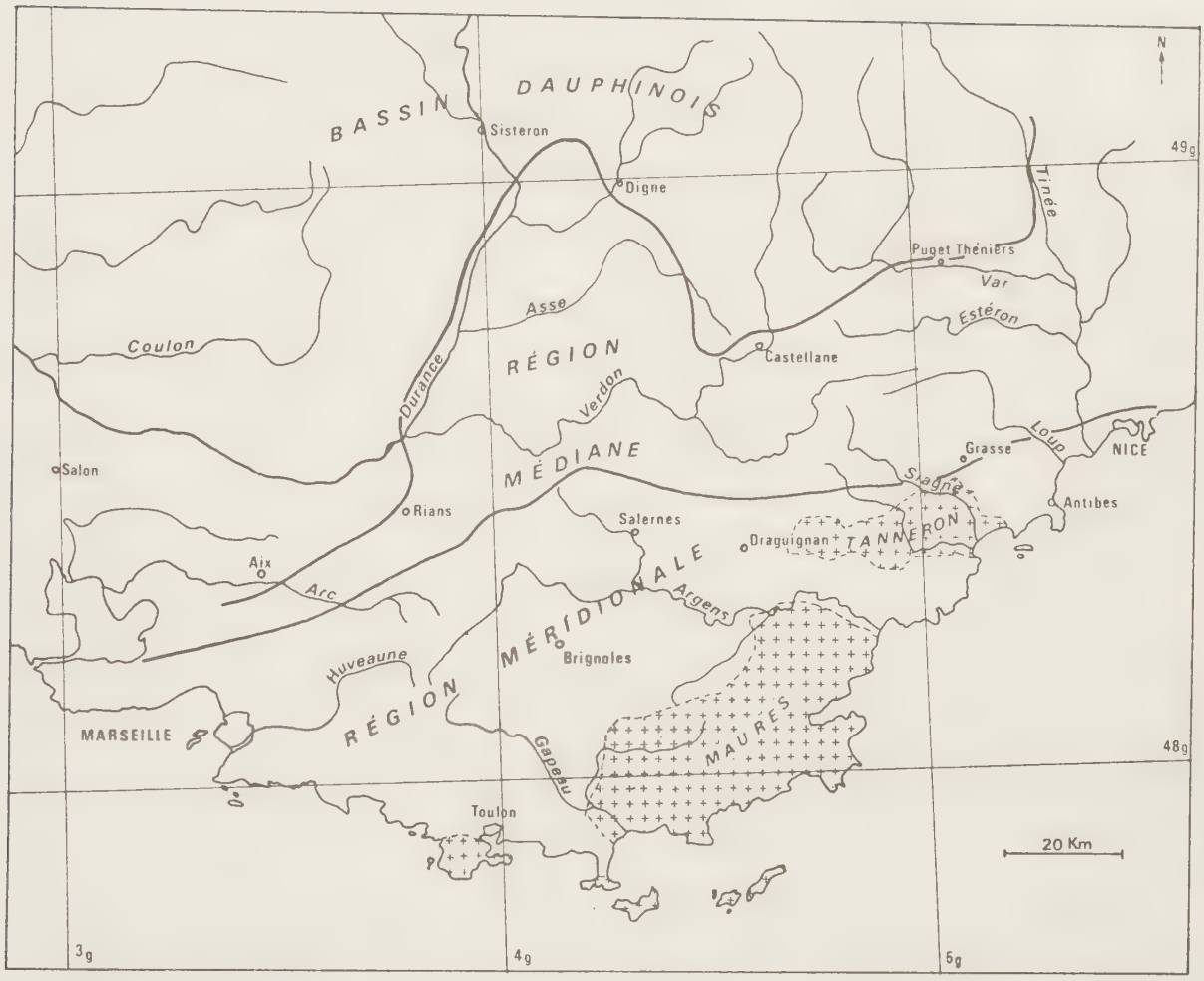


Figure 78 : Grandes unités paléogéographiques à l'Oxfordien et au Kimmeridgien.

- la *zone de transition* où le Portlandien est puissant et comporte surtout des micrites à mélange d'organismes pélagiques et littoraux ;

- le *bassin dauphinois*, caractérisé par des calcaires pélagiques à Radiolaires, Globigérines et Calpionelles, dans lesquels sont intercalées des passées calcaréo-détritiques à microfaunes benthiques littorales mises en places par des courants turbides ou des glissements sous-marins ; ces dernières sont surtout développées près des bordures, au large des zones de flexure.

B - STRATIGRAPHIE GENERALE DE L'OXFORDIEN ET DU KIMMERIDGIEN

Les assises du Jurassique supérieur sont généralement très épaisses et peu fossilifères ; les attributions stratigraphiques sont par suite souvent basées sur de très rares Ammonites trouvées par les premiers géologues ayant étudié la région, ou même seulement sur de simples analogies de faciès.

d) Niveau calcaire riche en chailles. Il renferme en abondance des *Rhynchonella trilobata* ZIETEN ainsi que des fragments d'Ammonites. Les patientes recherches de A. Guébhard dans ce niveau ont permis la découverte de quelques formes caractéristiques étudiées par W. Kilian (*op. cit.*, p.805) : *Perisphinctes contiguus* CAT., *Perisphinctes* gr. *geron* ZIETT., *P. unicomptus* FONT var. *densicosta* CHOFF., *Neumayria compsa* OPP., ainsi que de nombreuses Térébratules. Ce niveau est lithologiquement bien individualisé, et peut être attribué au Kimmeridgien supérieur (sens français) ou même au passage au Tithonique. Une nouvelle étude paléontologique de cette faune présenterait un grand intérêt pour l'établissement d'une stratigraphie précise du Jurassique supérieur provençal.

e) Formations coralligènes du Portlandien.

III - Bassin dauphinois

Les marnes de l'Oxfordien inférieur se développent très rapidement dès la bordure du bassin, seule à être étudiée ici.

1°) COUPE DES LAMBERTS (STRUCTURE DE LA MONTAGNE STE VICTOIRE).

Cette succession a déjà été décrite (C. Tempier, 1964, 1968), c'est pourquoi nous donnerons seulement un résumé de la succession observée :

a) Marnes bleutées peu fossilifères (50 m). Elles reposent en continuité de sédimentation sur le Callovien supérieur à *Quenstedtoceras lamberti.*

b) Horizon noduleux rougeâtre renfermant les faunes de la zone à Cordatum (Oxfordien inférieur).

c) Marnes grises, surmontées par des marno-calcaires grumeleux. Ces derniers, très fossilifères et assez épais (50 m), représentent l'Oxfordien moyen.

d) Puissante série calcaire bien stratifiée (300 m). Elle n'est pratiquement pas fossilifère et peut correspondre à l'Oxfordien supérieur et au Kimmeridgien.

Au-dessus des niveaux marneux de l'Oxfordien inférieur, on retrouve donc les mêmes formations que dans la zone médiane, mais les épaisseurs sont plus grandes. Cette succession est assez constante sur toute la bordure du bassin.

2°) COUPE DE DALUIS (VALLEE DU VAR).

La bordure méridionale du dôme de Barrot montre la coupe suivante :

a) Marnes schisteuses brunes peu fossilifères (Oxfordien inférieur) reposant sur le niveau bréchique qui termine le Bathonien.

b) Bancs de calcaires roux alternant avec des marnes calcaires. Ils ont fourni quelques *Sowerbyceras* sp. permettant de les attribuer à l'Oxfordien moyen.

c) Série de bancs calcaires gris ou noirs à pâte fine. Ils renferment des chailles à la partie supérieure et sont attribués sans preuve à l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien.

IV - CONCLUSION

Les étages Oxfordien et Kimmeridgien sont très homogènes dans le périmètre étudié. L'Oxfordien inférieur est marneux et limité au bassin dauphinois ; l'Oxfordien moyen est

gorges du Verdon et plus à l'Est dans la charnière de l'anticlinal du Cheiron (A. Lanquine, 1935). Deux coupes permettent de définir les principales formations.

1°) ANTICLINAL DU PIGEONNIER.

La partie inférieure du Malm est fossilifère dans l'anticlinal du Pigeonnier situé au Sud-Ouest de Ginasservis.

a) Marno-calcaires grumeleux. Ils reposent sur les calcaires calloviens et ils ont fourni des faunes de l'Oxfordien moyen ("Argovien") pouvant se rapporter aux zones à Plicatilis et à Transversarium. Une longue liste est donnée par A. Lanquine (1935, p.15), mais les faunes de l'Oxfordien provençal faisant actuellement l'objet d'une révision par A. Arnaud* nous n'avons pas repris leur étude.

b) Puissante série de calcaires beiges fins, bien stratifiés, reposant sur un banc de brèche calcaire. De très rares Ammonites récoltées par L. Collot (1880) ont été anciennement attribuées au "Séquanien" ou au Kimmeridgien inférieur. La partie supérieure de cet ensemble est dolomitisée.

2°) REGION DES GORGES DU VERDON.

Au Sud du Couloir Samson (partie amont des gorges, au Sud de Rougon), le Verdon traverse le flanc d'un anticlinal qui montre la succession suivante :

a) Calcaires un peu noduleux, très glauconieux (3 m) reposant sur les calcaires argileux calloviens. Ils renferment de très nombreux *Sowerbyceras* et *Perisphinctes* de l'Oxfordien moyen.

b) Calcaires beiges fins, bien stratifiés assez épais (100 m). Ils sont peu fossilifères sauf au Sud du Grand Plan de Canjuers (La Bréouque) où A. Lanquine (1935) signale un riche gisement d'Ammonites du Kimmeridgien inférieur.

c) Petits bancs calcaires à chailles renfermant quelques Térébratules.

3°) REGION DE ST VALLIER AU NORD-OUEST DE GRASSE.

La stratigraphie des deux étages y est bien connue grâce aux recherches de W. Kilian et A. Guébhard (1905). La coupe est visible en bordure de la route, au Nord du col de Ferrier.

a) Banc peu épais, très glauconieux renfermant de très nombreux fossiles le plus souvent remaniés et même brisés. Ceux-ci se rapportent surtout à l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium), mais les auteurs précités signalent dans ce niveau quelques formes de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum) et même du Callovien supérieur.

b) Calcaires fins un peu argileux se rapportant à l'Oxfordien supérieur.

c) Calcaires fins, bien stratifiés, renfermant comme dans les plans de Canjuers, des faunes du Kimmeridgien inférieur.

* Laboratoire de Paléontologie, Université de Provence.

fossiles les plus fréquents (Polypiers), n'ont pas de valeur stratigraphique. Une coupe de la partie centrale (Gorges du Verdon) montre (J.J. Blanc et C. Tempier, 1963) :

- à la base un ensemble massif (300 m) riche en Polypiers constructeurs, reposant sur l'horizon à chailles du Kimmeridgien supérieur ;

- à la partie supérieure, des formations bien stratifiées (250 m) à lits de marnes vertes et de brèches à éléments noirs ; les derniers bancs (Point Sublime) renferment une faune de la base du Valanginien, analogue à celle du Mont Rose (D. Mongin et P. Trouvé, 1953).

Des précisions stratigraphiques sont apportées par l'étude palynologique de deux échantillons de marne ligniteuse effectuée par J. Médus (1970). Ces prélèvements proviennent l'un du sommet de l'ensemble massif inférieur du Verdon, et l'autre de la partie supérieure de la formation stratifiée des environs de Pourrières. Ils renferment tous deux des formes berriasiennes. La limite Jurassique - Crétacé passerait donc vers le milieu des calcaires blancs, à la partie supérieure de l'ensemble massif.

IV - Zone de transition

Le Portlandien de cette zone est formé par une puissante série de calcaires gris, fins, renfermant des chailles irrégulièrement réparties ; il ne peut être subdivisé sur le terrain. L'examen des lames minces permet assez souvent de reconnaître les microfaunes des faciès pélagiques du bassin dauphinois.

V - Bassin dauphinois (faciès tithonique)

La stratigraphie des formations calcaires peu épaisses qui constituent le Tithonique du bassin dauphinois a fait l'objet de très nombreux travaux parmi lesquels il faut citer W. Kilian (1895), R. Enay (1962-1964) ainsi que J. Remane (1960, 1962, 1963) qui a établi une échelle stratigraphique du Tithonique supérieur et de la base du Berriasien basée sur les Calpionelles. Nous n'avons pas repris l'étude systématique des coupes du point de vue stratigraphique, et nous signalerons seulement au passage, dans les descriptions, la présence des formes caractéristiques. Les Ammonites, assez fréquentes dans les calcaires tithoniques de la Drôme et de l'Ardèche, sont ici très rares.

calcaréo-marneux au Nord et à l'Ouest, calcaire à l'Est ; il est toujours fossilifère, repose directement sur le Callovien dans la région médiane et semble manquer dans la région méridionale.

L'Oxfordien supérieur et le Kimmeridgien sont mal caractérisés paléontologiquement. Ils sont formés de calcaires fins souvent épais, qui passent à des dolomies sur le pourtour du massif des Maures et du Tanneron. Au sommet, un horizon à chailles, parfois glauconieux, a livré au Nord de St Vallier, des faunes du Kimmeridgien supérieur.

C - STRATIGRAPHIE GENERALE DU PORTLANDIEN

Dans le Sud de la région étudiée, le Portlandien (=Tithonique), entièrement calcaire ou dolomitique ("calcaires blancs") n'a jamais fourni d'Ammonites, à l'exception de très rares exemplaires trouvés par les anciens auteurs à Chasteuil dans des éboulis. Aussi la lithostratigraphie est-elle seule utilisable. Dans les faciès pélagiques, les Calpionelles permettent d'établir une stratigraphie dans la partie supérieure du Portlandien et dans le Berriasien. Mais le problème de la limite Jurassique - Crétacé ne peut être encore complètement résolu.

I - Zone méridionale

Des calcaires clairs à Algues (60 m) reposant sur les dolomies du Callovien-Kimmeridgien, renferment quelques niveaux bréchiques à éléments calcaires noirs. Au sommet, J.Pfender (notice feuille Toulon 1/50.000 1°éd., 1930), signale une microfaune et une microflore qu'elle attribue au Portlandien supérieur, sauf au sommet où apparaît *Pfenderina* sp. qui indiquerait déjà le Valanginien. Ce dernier étage est formé par des calcaires noduleux verdâtres ou jaunes, peu épais (C. Gouvernet, 1963 , p.42). En fait, il semble que les niveaux à grumeaux noirs soient d'âge berriasien comme dans la zone récifale (p.263) et que le Portlandien soit absent.

II - Zone médiane

L'étage est le plus souvent dolomitique et ce n'est que localement qu'il devient calcaire à la partie supérieure. Dans l'unité chevauchante de l'Etoile (G. Guieu, 1966 b), il débute par une formation de brèches dolomitiques qui reposent sur les calcaires à chailles du Kimmeridgien et supportent des dolomies très altérées en petits bancs. A la partie supérieure, un ensemble massif, toujours dolomitique, est surmonté par des dolomies bien stratifiées à lits de "grumeaux noirs" de même nature.

Ce dernier niveau peut déjà se rattacher au Crétacé. En effet, dans la coupe du Mont Rose, au Sud de Marseille, P. Marie et D. Mongin (1957) ont trouvé à la partie supérieure des calcaires qui surmontent les dolomies massives, une faune du Valanginien inférieur (*Heterodiceras luci* DEF., *Ampulina leviathan* P. et C.). Mais la localisation exacte de la limite Jurassique-Crétacé reste inconnue.

Plus à l'Est, dans la série renversée de la Ste-Baume et dans l'anticlinal de la Lare, l'ensemble de l'étage montre des alternances de dolomies et de calcaires blancs qui n'ont fourni aucun fossile.

III - Unité récifale

Le Portlandien de l'unité récifale est entièrement calcaire et très épais. Les

II - Environs de Marseille

La succession observée dans la partie orientale de l'unité de l'Etoile, au-dessus de Cadolive, est la même qu'à Bassan. Les calcaires kimmeridgiens paraissent toutefois plus épais.

Dans l'anticlinal de Carpiagne, au Sud-Est de Marseille, où certains auteurs dont A. Lanquine (1935, p.32) ont signalé des couches "argoviennes" sans toutefois donner de listes de faune , il semble que les micrites gris foncé du Kimmeridgien reposent directement sur le Callovien glauconieux. Au sommet, sur la crête escarpée qui domine le vallon de la Panouse, on retrouve l'horizon à chailles, dans des couches en partie dolomitiques.

III - Anticlinal de la Lare et environs de Tourves

Dans la partie centrale de l'anticlinal de la Lare, qui constitue l'autochtone relatif de la structure de la Ste-Baume, une série de gros bancs dolomitiques repose directement sur les marno-calcaires calloviens. Ils supportent par place des bancs portlandiens à "grumeaux noirs" (sur la crête, entre les points cotés 743,8 et 843,5).

Plus à l'Est, au Sud de Tourves, les couches calloviennes (*1-5*) décrites p. 156 , sont surmontées par une série calcaire (50 m) levée sur le sentier qui, partant du pont 277,9, gravit le versant oriental de la vallée (planche XXVIII).

6 *Gros bancs formés de pelmicrites beige très clair* (LM 134) *renfermant des petits débris de tests et de Crinoïdes.*

7 *Bancs plus minces de micrites claires et de pelmicrites.* **Ils renferment de rares entroques, des débris d'Ophiures et de tests (LM 132), de rares *Globochaetes* ainsi que quelques Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.)**

8 *Pelmicrites renfermant toujours les mêmes allochems et affleurant au bord d'un champ* **(LM 129). Elles comportent quelques chailles au sommet et sont localement silicifiées (LM 128). Les allochems (entroques, tests, Foraminifères) sont plus abondants vers le haut. Cet horizon peut être rapporté au niveau à chailles des environs de Marseille (Kimmeridgien supérieur, sens français).**

9 *Dolomies cristallines altérées très épaisses (Portlandien ?).*

Ces couches calcaires passent très rapidement vers l'Est aux dolomies. Il semble que comme à Mazaugues, ce passage soit précédé par l'apparition, dans les micrites, de quelques allochems et de Foraminifères benthiques annonçant une diminution de la profondeur vers le Sud-Est.

IV - Conclusion

Dans la région méridionale, le Kimmeridgien, formé de micrites azoïques, repose directement sur les calcaires calloviens, en général sans discontinuité sédimentaire et plus rarement par l'intermédiaire d'un *hard-ground*. Vers le Sud-Est, le faciès change avec l'apparition de pelmicrites à rares entroques, débris de tests, *Nodosariidae* et *Spirillina*, qui passent très rapidement à des dolomies grises en gros bancs. La dolomitisation envahit d'ailleurs localement la série calcaire.

B - REGION MEDIANE

II. ETUDE DES COUPES DE L'OXFORDIEN ET DU KIMMERIDGIEN

A - REGION MERIDIONALE

Dans la région méridionale, située au Sud du synclinal de l'Arc, l'Oxfordien n'est pas caractérisé par ses faunes et ne s'est vraisemblablement pas déposé. Le *hard-ground* qui correspond à cette lacune n'est presque jamais visible.

I - Série normale de la structure de la Ste-Baume

A Cuges, sur le Callovien décrit p.149 qui se termine par un *hard-ground*, reposent des petits bancs de micrite beige (LM 686) pratiquement dépourvue de débris organiques ; l'épaisseur est d'environ 90 m. Vers le sommet, les bancs sont plus épais et sont toujours formés de micrites beige clair très fines irrégulièrement dolomitisées. Après deux gros bancs de dolomie grise, on observe des chailles peu abondantes (petit vallon situé au Sud-Ouest de la villa Ste-Marie-des-Genêts). Ce niveau est surmonté par les couches massives, également dolomitiques, du Portlandien.

L'horizon à chailles est plus net et indemme de dolomitisation sur la crête de Bassan, au Sud de la cote 717 : des bancs irréguliers de biopelmicrite claire (LM 2192) à ciment légèrement recristallisé, renferment quelques grains de glauconie, des débris d'Echinides, des fragments de tests souvent silicifiés, des gros spicules calcifiés, de très rares *Saccocoma* sp., des Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.,*Spirillina* sp. et de débris de *Lituolidae*). Ce niveau est surmonté par une faible épaisseur de dolomies massives (Portlandien).

Dans le secteur oriental du massif, la partie supérieure de l'ensemble calcaire est dolomitisée. Dans la falaise terminale de la cuesta qui domine le village de Mazaugues, quelques mètres de calcaires clairs en petits bancs sont constitués à la base de pelmicrites dolomitiques (LM 2479). Plus haut, un banc à débris de Térébratules, visible sous la cote 851,5, à la Petite Colle, renferme des débris de tests et de rares oolites. Il semble que les micrites passent progressivement à des biomicrites dans lesquelles quelques oolites annoncent des faciès littoraux. Mais à quelques centaines de mètres vers l'Est, l'ensemble est dolomitisé et devient impossible à séparer du reste du Malm, également dolomitique.

et de nature variée, quoique tous micritiques. En lame mince (369) ce sont des micrites recristallisées renfermant des débris de tests, des entroques, des oolites isolées et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., Milioles). Le ciment, peu abondant, est formé d'intrasparite à rares débris de tests, entroques et Milioles.

5 *Puissante formation (plus de 250 m) de micrites beiges dépourvues d'allochems, très régulièrement stratifiées.* Des ensembles décamétriques de gros bancs alternent avec des passées finement litées. Localement on observe des lentilles dolomitiques claires et des niveaux à entroques (LM 2264) renfermant des débris de Bryozoaires, des spicules tetraxones et quelques Foraminifères benthiques (gros *Cristellaria* sp. et *Nodosaria* sp.) Ces niveaux riches en organismes sont très minces mais ne semblent pas continus ; ils ont été observés sur la route Esparron-du-Var - St-Maximin à l'Est du point coté 500,7, ainsi que sur le chemin de la Pouresse, à 2 km plus au Sud.

Le sommet de cette formation calcaire n'est pas visible.

Dans cette coupe, les termes *1-3* sont attribuables à l'Oxfordien moyen, *4* et *5* à l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien. Le niveau bréchique *4* est intéressant (C. Tempier, 1966 c) et peut être suivi sur une dizaine de kilomètres.

Vers le Sud, en direction de Seillons et de Brue-Auriac, la puissance de l'Oxfordien diminue rapidement et au Sud-Ouest du puits d'Agnie, on observe sur les calcaires gris du Callovien moyen, un banc de biomicrite ferrugineuse et glauconieuse (396) qui renferme des fragments d'Ammonites et de Térébratules. Un bel exemplaire de *Biplices tiziani* OPPEL. permet de rattacher ce niveau à l'Oxfordien supérieur. L'Oxfordien inférieur a disparu. Au-dessus, les micrites kimmeridgiennes montrent quelques lits concrétionnés et des bancs d'intrasparites fines. Il semble que vers l'Est, les micrites passent à des intrasparites blanches analogues à celles du Portlandien. On les observe en particulier à l'Ouest de Brue-Auriac, dans le vallon de St-Martin.

2°) FLANC NORMAL DE LA STRUCTURE DES PALLIERES.

L'Oxfordien et le Kimmeridgien sont très étalés entre La Tardive (près de la D3) à l'Ouest, et la route Esparron - Seillons (D 70) à l'Est. Au Sud de la Bastide de Fontenouille (Les d'Abrahams), on observe par place (point coté 514,8) des bancs d'intrasparites glauconieuses (LM 148), sans quartz, renfermant des intraclastes de micrite très fine, des gros grains de glauconie détritique verte, de rares débris d'Echinides, des Algues calcaires (*Polygonella* sp.), des Foraminifères (*Lituolidae, Verneuilinidae, Cristellaria* sp. et grosses Milioles). Au-dessus on retrouve les micrites blanchâtres (LM 149) à *Globochaetes* sp. Mais les affleurements ne permettent pas le lever d'une coupe.

Plus à l'Ouest, la colline des Vernes montre l'Oxfordien subhorizontal ou légèrement incliné vers le Nord. Un petit vallon, situé au Sud de la cote 509,1 près du point où a été étudié le Bathonien (p.196), montre une coupe partielle de l'Oxfordien (figure 81).

1 *Lentilles de marnes gris bleuté et petits bancs de pelsparites glauconieuses grises à fines laminations* (1,50 m). Les marnes renferment des petits *Sowerbyceras* pyriteux et les calcaires des *Verneuilinidae* et des *Nubecularia* sp. (LM 360).

2 *Marnes grises* (2 m).

3 *Micrites "grumeleuses" et intramicrites (LM 357) à Radiolaires et tests fins formant des bancs plus durs restés en relief.*

4 *Marnes grises avec lit noduleux blanchâtre* (pelmicrite à *Globochaetes*, Radiolaires et petits *Nubecularia*) *surmontées par un banc d'intrasparite à gros grains de glauconie verte (LM 359).* Ce dernier renferme des entroques, des débris de tests et des Foraminifères variés : les intraclastes comportent de rares Globigérines, tandis que le ciment

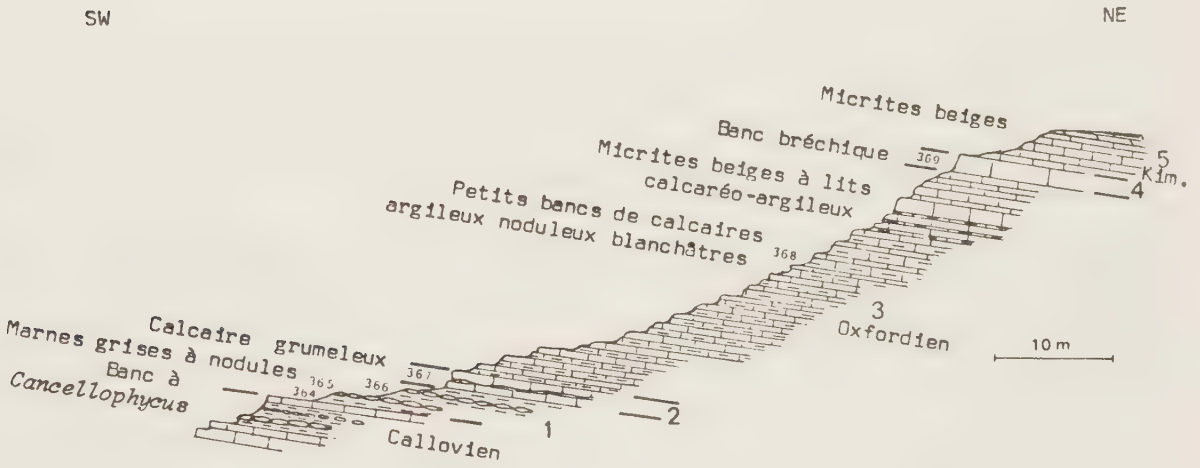
Cette unité paléogéographique est très étendue. Comme les faciès en sont peu variés, nous décrirons seulement de façon détaillée deux secteurs caractéristiques : les environs de Rians et les montagnes situées entre St Vallier et Vence. Quelques indications seront néanmoins données sur le secteur des gorges du Verdon et sur l'évolution de l'Oxfordien en direction du Nord, vers Beynes et Chabrières.

I - Environs de Rians

La région de Rians se prête très bien à l'étude des variations de faciès de l'Oxfordien et du Kimmeridgien , variations dont une première esquisse a déjà été donnée (C. Tempier, 1965, 1966 c). Cette description débutera par les coupes les plus méridionales.

1°) COUPE DU VALLON DE GAYON.

Cette succession forme la suite de la coupe d'Agnie, décrite dans la quatrième partie. Elle a été levée dans la zone amont du vallon de Gayon, aux alentours du point de coordonnées x=885,550 y=146,100. La succession est représentée sur la figure 80.



F igure 80 : Coupe de l'Oxfordien dans le vallon de Gayon.

1 *Marnes argileuses grises reposant sur le dernier banc callovien.* Elles sont très riches en microfaune (éch. 364). Vers le haut apparaissent des lits de nodules de micrite argileuse glauconieuse (LM 365) renfermant quelques débris de tests. Un banc bréchique rougeâtre (LM 366) est formé de micrite à très rares grains de glauconie, tests fins, Foraminifères (*Nodosaria* sp., petites formes arénacées, Globigérines mal conservées).

2 *Bancs calcaires durs, à structure grumeleuse.* Ils sont parfois fossilifères (*Sowerbyceras* sp.) ; ce sont des micrites ou des intramicrites (LM 367) à rares tests fins, *Globochaetes* sp., et débris de Crinoïdes très petits rappelant les *Saccocoma*.

3 *Petits bancs de calcaires argileux noduleux blanchâtres, séparés par des joints plus marneux de même couleur* (20 m). Ce sont des micrites (LM 368) à petits débris recristallisés, *Globochaetes* sp., petits *Verneuilinidae* et Radiolaires.

4 *Gros banc dur, assez épais, à structure bréchique très nette.* Des gros fragments de calcaire, pouvant atteindre 4 à 5 cm de longueur, sont presque jointifs. Mais il ne s'agit pas d'un phénomène de fragmentation sur place car les éléments sont de teinte

5 *Marnes de teinte rougeâtre (0,30 m), avec des nodules de forme irrégulière de même teinte.* Les formes citées par L. Collot sont rattachées à la zone à Transversarium, dans l'attente d'une révision des faunes. Par places on observe des lentilles peu épaisses (10 cm) de pelsparites glauconieuses renfermant de gros intraclastes de micrite à *Globochaetes* sp. et Globigérines, des fragments d'Ammonites remplis par le même sédiment, des Aptychus et des Foraminifères benthiques (*Verneuilinidae*, grosses Milioles et *Nubecularia* sp.).

Ce niveau oxydé semble montrer une diminution du taux de sédimentation, corrélative à l'installation de courants responsables du caractère temporairement oxydant du milieu.

6 *Marnes grises devenant plus calcaires, avec encore quelques Ammonites.*

7 *Petits bancs de micrite gris clair un peu argileuse alternant avec des calcaires argileux gris un peu noduleux.* Ils se groupent en petites séquences positives. Le microfaciès (LM 163) est constitué de micrites présentant souvent une structure grumeleuse et renfermant une microfaune où coexistent quelques Foraminifères benthiques (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.) et des organismes pélagiques : *Globochaetes* sp., Radiolaires et Globigérines, dont des formes très proches de *Globigerina oxfordiana* GRIGELIS.

8 *Marnes noduleuses grises.* Leur composition est très proche de celle des calcaires noduleux sous-jacents. Elles alternent avec des bancs de micrite avec lentilles étendues mais peu épaisses, d'intrasparites à patine rousse. Les allochems sont arrondis et peuvent atteindre quelques millimètres de longueur : intraclastes de micrite à Radiolaires, glauconie détritique, très rares entroques, Foraminifères benthiques (*Cristellaria* sp., *Planularia* sp., Milioles et *Nubecularia* sp.) et rares fragments de Polypiers (LM 166).

9 *Calcaires argileux noduleux gris clair, en petits bancs.* La coupe détaillée n'a pu être levée.

10 *Banc de brèche analogue à celui décrit dans le vallon de Gayon.* Il est situé à la base d'une puissante série de micrites grises (sommet du Mont Major) localement dolomitisées et attribuées au Kimmeridgien.

Latéralement, des lentilles microbréchiques glauconieuses apparaissent brusquement en plusieurs points au niveau de la couche rouge (5), ainsi qu'à la base de 8. Ce dernier banc, visible près de la ferme du Mont Major, montre un granoclassement très net (LM 179) et renferme les mêmes allochems que l'échantillon 166, avec en plus de rares grains de phosphates.

Les faciès de l'Oxfordien moyen de cette coupe présentent des caractères intermédiaires entre des sédiments littoraux et des dépôts pélagiques. Ils sont plus proches de ces derniers, bien caractérisés par la microfaune à Radiolaires et Globigérines et la microflore à *Globochaetes*. Par contre, dans les bancs microbréchiques, qui sont mis en place par des courants, les Foraminifères benthiques littoraux (Milioles, Nubéculaires) associés à quelques débris d'Algues et de Polypiers, sont prédominants.

Plus à l'Est, au lieu dit "La Nove", en bordure de la D 70 Esparron - Ginasservis, les couches calcaires de l'Oxfordien sont en partie dolomitisés et il faut signaler des faciès particuliers dans les formations kimmeridgiennes.

D'abord dans le premier virage de la route (x=883,06 y=153,170), des micrites à *Globochaetes* et très rares *Saccocoma* renfermant des petits débris de *Polygonella* sp. (LM 342) ;

Plus haut, sur des bancs montrant des traces de remaniements (intrapelmicrites LM 341), et des micrites à *Saccocoma* et *Globochaetes* (LM 340), un banc (milieu du lacet) de biopelmicrite renfermant des tests fins, des oncolites, des entroques et des débris d'Algues (*Polygonella* ?) et de Bryozoaires (LM 339) ;

Vers le deuxième virage, des pelmicrites à gros spicules, débris d'Ophiures et petites Milioles (LM 337), surmontées par des micrites noduleuses rougeâtres.

L'ensemble est recouvert par le Miocène continental. En ce point, on observe des faciès à Algues, formés à faible profondeur, qui renferment cependant des organismes pélagiques assez nombreux.

contient *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp., *Nautiloculina* sp. et des *Nubecularia*. On observe également de rares débris d'Algues calcaires (*Polygonella* sp.). Le sommet du banc est fortement corrodé et enduit de limonite.

5 *Marnes grises surmontées par des micrites argileuses blanchâtres en petits bancs (Oxfordien moyen).* Les affleurements sont rares et ne permettent pas le lever d'une coupe.

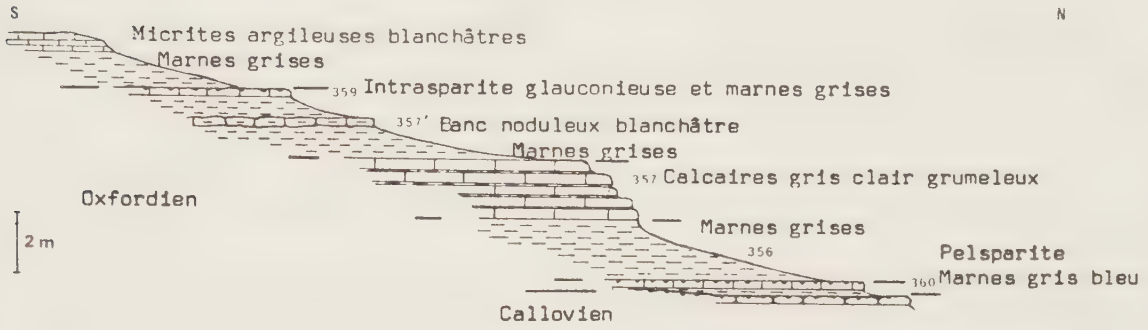


Figure 81 : Coupe de l'Oxfordien au Sud de Pilhaud (unité des Pallières).

Cette succession montre l'apparition de niveaux marneux et de lits d'intrasparites glauconieuses à la base de l'Oxfordien moyen. Dans ces niveaux coexistent des microfaunes pélagiques (*Globochaetes* sp., Radiolaires, Globigérines) et des organismes benthiques vivant à faible profondeur comme les *Nubecularia* et surtout les Algues. Ces dernières sont toutefois remaniées.

Les variations latérales sont très rapides. En effet, vers le Nord-Ouest, le versant méridional de la cote 438,9, à l'Est de Fond de Coste, présente uniquement des marnes grises à petites Ammonites pyriteuses, surmontées par les micrites grumeleuses souvent fossilifères, mais sans aucune passée d'intrasparite.

3°) MONT-MAJOR.

Les couches de l'Oxfordien sont bien représentées et fossilifères dans les vallons situés au Nord du sommet du Mont-Major (carte figure 66), où elles ont été étudiées par L. Collot (1880) . La coupe, dont les grandes lignes ont déjà été publiées (C. Tempier, 1968), est donnée par la planche LXV ; elle a été levée de part et d'autre du point de coordonnées x=879,30 y=153,000.

1 *Banc à Crinoïdes et calcaires noduleux à faune du Callovien moyen.*

2 *Marnes grises dolomitiques (156), azoïques.*

3 *Lits de nodules calcaires, séparés par des marnes grises.* Ils ont fourni (L. Collot, 1880, p.36) des faunes de la zone à Cordatum. Ces nodules (LM 157) sont formés d'intrasparudites à très gros allochems (2 à 3 cm) : intraclastes de micrite, Entroques, fragments de tests et Ammonites ; le ciment renferme de nombreux pellets, de gros grains de glauconie et des Foraminifères (*Verneuilinidae, Miliolidae*). A la périphérie du nodule, dont le diamètre est de 10 cm, le ciment micritique est souvent imprégné de glauconie. Ces lits constituent les restes remaniés et emballés dans les marnes, d'un banc bréchique, niveau de condensation stratigraphique de l'Oxfordien inférieur.

4 *Marnes grises (15 m) n'ayant livré que quelques petites Ammonites pyriteuses.*

du virage coté 480,7. La coupe n'a pas été étudiée de façon complète.

1 *Bancs de calcaires argileux gris à structure grumeleuse*. Ils reposent directement sur les couches calloviennes terminées par un *hard-ground*. Les horizons marneux (zone à Cordatum) manquent.

2 *Ensemble noduleux ou même bréchique* (25 m). Ce sont des calcaires argileux blanchâtres à stratification confuse ou parfois plissée. Les affleurements ne sont pas assez étendus pour que l'on puisse vérifier s'il s'agit vraiment d'un niveau à *slumping* affectant les petits bancs noduleux.

3 *Gros bancs massifs de micrite renfermant plusieurs passées d'intrasparite et d'oosparite* (LM 1424). Ces dernières renferment de la glauconie remaniée, des débris d'Ophiures et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., Milioles et Nubéculaires).

4 *Puissante série de micrite beiges à très rares Saccocoma* sp.

En l'absence de faunes, la correspondance avec la coupe de l'anticlinal du Pigeonnier reste hypothétique ; il faut noter l'absence du banc de brèche, mais l'existence possible de structures plissées synsédimentaires au niveau des calcaires argileux gris à Globigérines. Il semble que *1* et *2* puissent être attribués à l'Oxfordien, tandis que *3* et surtout *4* représenteraient le Kimmeridgien.

6°) COUPE DE GREOUX.

Les couches de l'Oxfordien sont visibles en bordure de la D 8, dans la descente qui longe le ravin de Roubeau, au point de coordonnées x=884,910 y=165,660. Sur des marno-calcaires à *Sowerbyceras* sp. en contact par faille avec les couches calloviennes, repose, en les ravinant, un gros banc de brèche calcaire polygénique (éch.1444), surmonté par des micrites et par des calcaires argileux. Au-dessus, un deuxième niveau bréchique (1447) supporte des calcaires un peu argileux en petits bancs.

Ces formations de brèches, souvent granoclassées, ont été mises en place par des courants turbides ou des glissements sous-marins, sur une assez longue distance. Leur position stratigraphique exacte ne peut être précisée pour le moment, mais elles semblent se placer dans la partie moyenne de l'Oxfordien.

7°) SECTEUR DE BARJOLS - TAVERNES.

Au Nord de Tavernes, l'étude des couches de l'Oxfordien n'a pas été entreprise. G. Mennessier (1959, p.23) signale un banc à *Cardioceras* sp. (Oxfordien inférieur très mince), surmonté par les calcaires argileux gris très fossilifères de la zone à Transversarium qui ne semblent pas renfermer de bancs microbréchiques.

Par contre un affleurement situé à l'Est de Barjols, à l'extrémité nord-ouest de l'unité des Bessillons, présente un faciès assez différent. La coupe est visible en bordure de la RN 560 à l'Ouest du carrefour du VO qui dessert Pontevès (pont coté 325,3) ; on observe de bas en haut (fig.82) :

1 *Biopelmicrites beiges renfermant de très petits grains de quartz*. On observe également (LM 1098) un peu de glauconie et de phosphates, quelques entroques, des tests fins et des Foraminifères (*Spirillina* sp.). Ces couches supportent vers l'Ouest des biopelmicrites beiges (1099) en partie dolomitisées.

2 *Banc de dolomie jaune finement cristalline* (LM 1100). Il est encadré par deux joints

4°) ANTICLINAL DU PIGEONNIER.

Dans la structure anticlinale du Pigeonnier, l'Oxfordien surmonte les couches calloviennes (*1* à *3*) décrites p.205(planche XLVII).

4 *Marnes grises* (5 m). Elles renferment à la partie inférieure des passées noduleuses rougeâtres très fossilifères (zone à Cordatum). Plus haut, les fossiles sont rares et indiquent la zone à Transversarium (L. Collot, 1880, p.37).

5 *Petits bancs calcaréo-argileux surmontés par deux couches plus dures à structure grumeleuse.* Ces derniers sont formés de micrites et d'intramicrudites (LM 288) à Radiolaires et Globigérines.

6 *Calcaires argileux blanchâtres en petits bancs à joints marneux et à structure grumeleuse identiques au niveau 7 du Mont Major (20 m).*

7 *Gros banc formé à la base de brèche polygénique calcaire granoclassée, passant progressivement à une intrasparite à structure en laminae* (LM 290 et 291). La brèche est légèrement dolomitique. En lame mince, la partie supérieure du banc montre des intraclastes de deux tailles, formés de micrite à Radiolaires, Globigérines et *Nubecularia* ; et accompagnés d'oolites, d'entroques et de rares *Spirillina* sp. et *Nubecularia* sp. Au sommet, on observe également (LM 291) des grains de glauconie remaniée, des débris d'Algues (*Polygonella*) et des Foraminifères littoraux (Milioles et *Nautiloculina* cf.*oolithica* MOHLER).

8 *Petits bancs d'oosparite* (LM 293). Ils renferment les mêmes allochems et passent progressivement vers le haut à un banc de micrite (LM 293 b), terminé par un *hard-ground.*

9 *Horizon micritique noduleux* (LM 294). On observe surtout des Radiolaires, des *Globochaetes* sp., des *Saccocoma* sp., des Foraminifères (petits arénacés, *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et Globigérines). Il est surmonté par des gros bancs de micrite beige très clair (LM 295 et 296) à *Saccocoma* sp. et *Globochaetes* sp.

Cette coupe montre, au-dessus de marnes très minces (*4*) attribuables au sommet de l'Oxfordien inférieur, les couches de la partie moyenne de l'étage : marno-calcaires blanchâtres à structure grumeleuse et à microfaune de Radiolaires et Globigérines (*5* et *6*). L'Oxfordien supérieur n'est pas caractérisé et on observe un horizon bréchique granoclassé (*7*), qui correspond à celui existant plus au Sud (vallon de Gayon), et qui supporte les micrites kimmeridgiennes (*9*) à *Globochaetes* et *Saccocoma*.

Le niveau de brèche proprement dit a été examiné de façon plus détaillée au lieu-dit L'Eygras, à peu de distance vers l'Ouest (coordonnées x=880,000 y=155=6). Le ciment est très légèrement rosé et les éléments, de nature variée, peuvent atteindre une dizaine de centimètres de diamètre. En lame mince, le ciment, micritique, apparaît en partie dolomitisé, les éléments, souvent limités par des joints stylolitiques (297), sont formés de micrites grises ou roses, à spicules, ou à Radiolaires associés à des Globigérines. Mais on observe également des intrasparites (LM 297 g) à oolites, entroques, débris d'Algues (*Polygonella*), Milioles et *Nautiloculina oolithica* MOHER.

L'origine de cette formation bréchique semble donc complexe : des éléments provenant de dépôts littoraux (intrasparites à Algues) ont été transportés dans une zone à faciès pélagique, en remaniant au passage des fragments de micrite à Globigérines et Radiolaires. La mise en place par un courant turbide peut rendre compte du transport et des structures de granoclassement et laminites.

5°) COUPE DE ST-JULIEN-LE-MONTAGNE.

L'Oxfordien et le Kimmeridgien sont visibles en bordure de la route D 36, à l'Ouest

Les intercalations bréchiques, souvent granoclassées, se placent le plus souvent à la base de la formation (c) aux environs de Rians, mais peuvent également se développer sur toute l'épaisseur de (b). Elles renferment le plus souvent des organismes indiquant des conditions littorales et peu profondes (Milioles, *Nubecularia*, Algues calcaires), qui les différencient nettement des micrites à microfaunes pélagiques encaissantes. Cette opposition n'est d'ailleurs pas absolue, car les micrites renferment souvent un mélange de ces deux types d'organismes avec toutefois une prédominance marquée des pélagiques.

La mise en place de ces bancs bréchiques est due à des glissements sous-marins ou à des courants turbides (granoclassements, laminations, ce qui indique la présence à l'Oxfordien moyen et supérieur de pentes sous-marines notables dans un secteur qui s'étend de Rians à Gréoux-les-Bains.

II - Gorges du Verdon, Serre de Montdenier, signal de Beynes

Cette région, occupe la partie centrale de la zone médiane qui s'étend ici vers le Nord jusqu'à Chabrières (fig.78). On retrouve les mêmes formations que dans les environs de Rians, avec un plus grand développement, surtout au Nord, des niveaux montrant des traces de glissements sous-marins.

1°) COUPE D'AIGUINES.

Les formations de l'Oxfordien et du Kimmeridgien affleurent en bordure de la D 71 entre le col d'Illoire et la source de Vaumale : elles reposent sur les couches calloviennes décrites p.228. La partie inférieure est représentée sur la planche LV, à la suite du Callovien.

9 *Niveau de pelmicrite très glauconieuse* (LM 430). Il repose sur le *hard-ground* qui couronne les bancs du Callovien (*8*) et renferme des tests recristallisés de fragments d'Ammonites remaniées, ainsi que de rares *Cristellaria* sp.
Le sommet est très ferrugineux et corrodé.

10 *Marnes grises, coupées par un banc de calcaire argileux, renfermant de nombreuses Ammonites (Sowerbyceras* sp.). Elles supportent des *micrites grumeleuses* gris très clair à *Globigerina* cf. *oxfordiana* GRIGELIS (LM 432) et des intramicrites à allochems rosés (LM 433) renfermant de rares débris d'Ophiures, des Radiolaires et des Foraminifères (*Spirillina* sp., formes cf. *Nubecularia* sp., *Cristellaria* sp. et *Globigerina* sp.).

11 *Récurrence de marnes grises à Sowerbyceras* sp., *renfermant des plaquettes calcaires verdâtres, et gros bancs de pelmicrites.* Ces derniers (LM 436) contiennent des Aptychus, de très rares entroques et des Foraminifères benthiques (*Textulariidae, Cristellaria* sp., *Nubecularia* encroûtant des tests).

12 *Groupe de bancs de micrite séparés par des joints marneux et lit d'intrasparudite beige* (LM 437). Dans ce dernier, les allochems sont très hétérométriques : intraclastes de micrite à Radiolaires, Globigérines, tests d'Aptychus et Foraminifères (*Nodosaria*) ; intraclastes de pelmicrite à entroques, rares oolites, *Lituolidae* et *Textulariidae*.

13 *Petits bancs de micrite surmontés par une assise massive formée de brèche calcaire à ciment micritique jaunâtre (LM 439), sans traces de granoclassement.*

14 *Micrites montrant encore quelques joints marneux.* Elles renferment des Radiolaires, des *Globochaetes* sp., quelques débris de Bryozoaires et des Foraminifères (*Nubecularia*, Globigérines).

ferrugineux et supporte des petits bancs de micrite (LM 1102) à spicules tétraxones, Radiolaires, *Globochaetes* sp. et Globigérines très mal conservées.

3 *Lits de calcaires argileux fossilifères* alternant avec des micrites verdâtres parfois grumeleuses.* Les allochems sont toujours les mêmes avec de plus des Globigérines, des *Nubecularia* (LM 1104) et des *Spirillina* (LM 1105).

4 *Bancs plus durs, toujours séparés par des lits noduleux parfois ferrugineux.* Ils sont formés de micrite et d'intramicrite (structure grumeleuse) un peu glauconieuse à spicules, débris de tests, Radiolaires, *Globochaetes* sp., *Nodosaria* sp. et *Spirillina* sp. Mais on observe des petits lits irréguliers (LM 1106) à oolites, Algues calcaires (Codiacées, *Polygonella*), entroques et *Lituolidae* indiquant la proximité de milieux littoraux.

5 *Micrites claires irrégulièrement dolomitisées, visibles dans une grande carrière au-delà d'une zone sans affleurements.* Elles ne sont pas représentées sur la coupe de la figure 82.

Dans cette coupe, *1* peut être attribué au Callovien, *2* et *3* à l'Oxfordien ici très calcaire, *4* et *5* au Kimmeridgien.

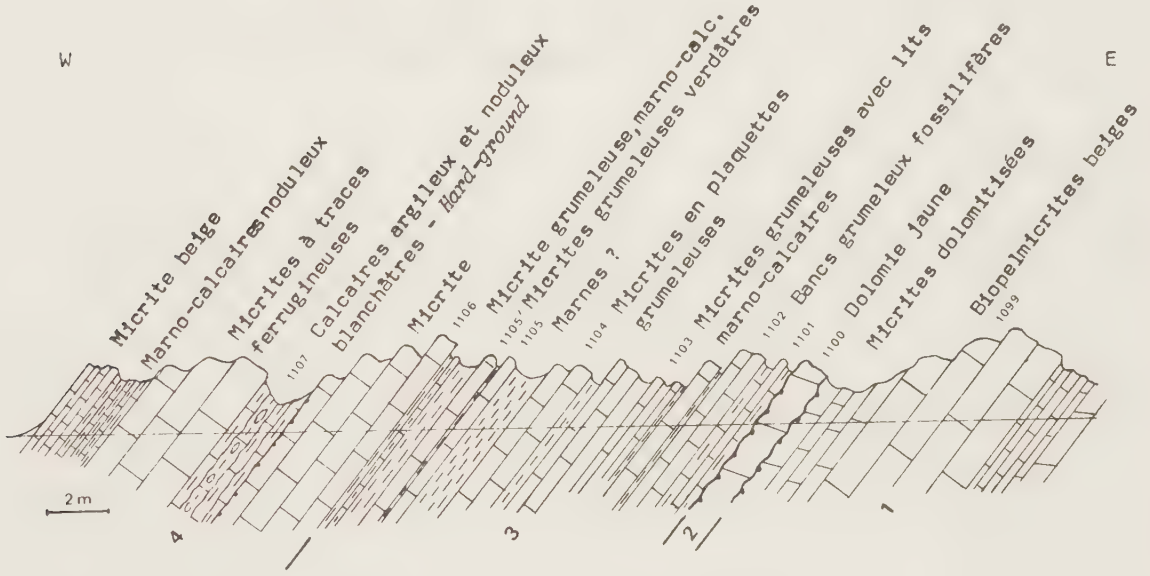


Figure 82 : Coupe de l'Oxfordien à l'Est de Barjols.

8°) CONCLUSION.

La partie occidentale de la zone médiane est caractérisée par l'existence de faciès marno-calcaires dans l'Oxfordien moyen et supérieur. La coupe type montre de bas en haut :

a) quelques poches ou lentilles marneuses renfermant la faune du sommet de l'Oxfordien inférieur et reposant sur le *hard-ground* qui termine le Callovien moyen ;

b) un ensemble de calcaires et de calcaires argileux gris à structure grumeleuse ou plus rarement bréchique (20 à 40 m), renfermant des Radiolaires, des *Globochaetes* sp. et des Globigérines parmi lesquelles *Globigerina oxfordiana* GRIGELIS, représentant l'Oxfordien moyen et supérieur ;

c) une formation micritique bien stratifiée (Kimmeridgien) renfermant de rares organismes pélagiques et montrant parfois des passées à microfaunes littorales (200 à 350 m).

* Faune en cours d'étude par A. Arnaud.

En l'absence d'Ammonites, nous avons choisi un peu arbitrairement le toit de cette formation comme limite supérieure du Kimmeridgien qui est caractérisé par les *Saccocoma*. Par contre cet étage n'a pu être séparé de l'Oxfordien supérieur sur les seuls critères lithologiques.

Cette coupe est remarquable par la fréquence des plissements synsédimentaires, résultant de glissements sur le fond de sédiments non encore complètement consolidés : ce secteur présentait donc au Jurassique supérieur des pentes sous-marines notables.

On observe une succession peu différente, quoique plus marneuse, dans la cluse de Chabrière entre Digne et Barrême. Par contre, vers le Sud-Est, se développent des horizons glauconieux (coupe de la Gondole) à débris d'Ammonites, Globigérines, *Globochaetes* sp. et *Nubecularia* encroûtants (LM 1 200 A).

3°) CONCLUSION.

Ce secteur est remarquable en ce qu'il montre le passage latéral du Sud au Nord, dans l'Oxfordien moyen, du faciès glauconieux très mince, à des faciès marno-calcaires plus épais affectés par des remaniements synsédimentaires de type *slumping* et turbidites, surtout localisés vers le Nord. Ce type de sédimentation indique la présence d'une zone de flexure active.

Les faciès du Kimmeridgien sont plus monotones, mais il faut noter la présence des *Saccocoma* qui deviennent très abondants dans les couches siliceuses de la partie supérieure de l'étage.

Toutefois, malgré ces variations, la sédimentation se fait presque exclusivement en milieu pélagique ; les organismes benthiques sont toujours rares et même parfois absents.

III - Entre Grasse et la vallée du Var

L'Oxfordien et le Kimmeridgien affleurent très largement dans les montagnes situées entre Grasse et la vallée du Var. Une coupe complète a été levée dans l'unité des Baous (planche LXVII), près du col de Vence (point coté 950,5 sur la carte de la figure 83). La partie inférieure a été étudiée en bordure de la route, au lieu-dit "le Jas de Bayle", entre le point de coordonnées x=981,780 y=1 72,860 et le premier virage en lacet au Sud du col. La partie supérieure a été levée au-dessus de la route, en direction du Nord-Ouest, jusqu'au-delà du chemin de la Cavetière.

1 *Pelmicrites calloviennes (LM 773) affleurant dans la pente au-dessous de la route.*

2 *Bancs à débit en miches formés de pelsparites glauconieuses* (LM 749). Ils affleurent au point où un sentier recoupe la D 2 et renferment de très rares grains de quartz, des petits débris de Crinoïdes et de tests, quelques spicules et des Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.). La partie supérieure passe à des pelmicrites (LM 749') avec les mêmes allochems, ainsi que des Globigérines, des Radiolaires et des *Globochaetes* sp. Ce niveau, très glauconieux ("banc vert"), à nombreux fragments d'Ammonites, rappelle certains faciès du Crétacé moyen de la région.

3 *Couche plus tendre, un peu noduleuse.* Elle est également formée de pelmicrite glauconieuse (LM 750) à débris de tests, petites entroques, Foraminifères dont *Globigerina oxfordiana* GRIGELIS abondante et des *Nubecularia*. La glauconie est authigène ; elle remplit souvent des loges de Foraminifères.

4 *Micrites beige très clair* (LM 750' et 751). On observe au microscope des *Globochaetes* sp. des Radiolaires et des Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. et Globigérines mal conservées.

Les couches situées au-dessus sont très disloquées. On observe les micrites kimmeridgiennes à *Saccocoma* et les calcaires blancs portlandiens, broyés au voisinage d'une faille est-ouest passant au col d'Illoire.

Dans cette succession, l'Oxfordien moyen et supérieur est marno-calcaire. Il débute par un horizon glauconieux ("banc vert") qui renferme des Ammonites remaniées, souvent brisées ou roulées. Plus au Sud, dans la bordure des plans de Canjuers, l'Oxfordien est très mince et ne comporte plus que quelques lits glauconieux, parfois fossilifères : ce niveau est visible au bord de la D 6, Vérignon-Comps, à quelques dizaines de mètres à l'Ouest du carrefour de la route de Canjuers (GC 119 A) ; il est formé de biopelmicrite glauconieuse (LM 2205) à rares entroques, débris de tests, *Globochaetes*, Radiolaires et Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp.).

2°) COUPE DE TREVANS.

Au Nord de Moustiers-Ste-Marie, les coupes complètes du Jurassique supérieur sont rares et ce n'est qu'à l'Est d'Estoublon, que des affleurements intéressants ont été étudiés en bordure de la route de Majastres, dans la cluse du Pas d'Escale à l'Est de Trévans, entre le point de coordonnées x=914,370 y=191,500 (base de la première falaise) et le pont situé au point x=914,720 y=191,200. La succession est donnée par la planche LXVI.

1 *Bancs de calcaire noduleux gris clair à Sowerbyceras* sp. Ils affleurent seulement au fond du ravin et reposent sur le *hard-ground* qui termine les marno-calcaires calloviens.

2 *Calcaires noduleux surmontés par des brèches dont le ciment est identique aux éléments* (LM 1253) : micrite à *Globochaetes* sp., Radiolaires et Foraminifères (*Spirillina* sp. et Globigérines mal conservées).

3 *Petits bancs plissés à stratification confuse prenant par places une structure bréchique.* L'allure régulière du reste de la formation montre qu'il s'agit de plis synsédimentaires résultant du glissement des sédiments non consolidés sur le fond (*slumping*). En lame mince, on observe des *Saccocoma* sp., des spicules en Y et des Foraminifères : *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp. et *Nubecularia* sp. (LM 1252).

4 *Petits bancs de micrite gris foncé surmontés par un deuxième niveau à slumping.* Ce dernier est formé d'intramicrites à rares *Saccocoma* et *Globochaetes* (LM 1251).

5 *Couches massives à stratification souvent confuse, formées en réalité de très petits bancs de micrite.* Les joints sont souvent marneux. Le sommet de la formation est marqué par un lit d'intramicrudite ferrugineuse à ciment un peu argileux (1250).

6 *Petits bancs de micrite grise.* On observe deux niveaux de plis synsédimentaires dûs à des glissements sous-marins.

7 *Micrites en petits bancs ondulés renfermant une passée d'intrasparite* (1249).

9 *Couches épaisses de micrite grise se subdivisant en très petits bancs.*

10 *Petits bancs très plissés (slumping probable) surmontés par un gros banc de micrite terminé par un hard-ground.*

11 *Lit marneux gris supportant des gros bancs de micrite à traces de remaniements.*

12 *Petits bancs gris à très nombreuses chailles noires à patine rousse affleurant près du pont.* Ce sont des biomicrites à *Saccocoma* sp. abondants, Radiolaires, *Globochaetes* sp., débris de tests fins et très rares Foraminifères : *Cristellaria* sp., petits trisériés, Globigérines (LM 1245" à 1245).
Le sommet est masqué par des éboulis ; un banc isolé (1245 A) renferme les mêmes allochems et des petits grains de phosphates.

9 *Gros bancs de micrite ou de biomicrite beiges* (LM 755'). Ces roches comportent quelques grains de glauconie et des débris de tests à la partie inférieure. Plus haut, on observe des bancs dolomitiques jaunâtres surmontés par des micrites très fines à rares allochems : tests fins, *Globochaetes* sp. et Foraminifères (LM 757).

10 *Petits bancs de micrite très claire et couche massive à stratification confuse et plis synsédimentaires indiquant des glissements sous-marins.* Cette formation est visible dans le virage de coordonnées x=981,300 y=172,910.

11 *Bancs de pelmicrite glauconieuse* (LM 758). Les allochems sont petits et variés : entroques, débris de tests, *Cristellaria* sp. . Plus haut apparaissent des Crinoïdes et des Térébratules. On notera plusieurs passées dolomitiques grises ou jaunes.

Latéralement dans la tranchée de la route, juste sous la maison forestière cotée 950,5 on observe une lentille d'environ 2 m d'épaisseur et 5 m de longueur, formée par des biolithites (calcaire construit) à Bryozoaires, Polypiers stratoïdes, Brachiopodes et *Nubecularia*. En lame mince (758'), des vestiges d'Algues et des Bryozoaires, sont cimentés par une micrite à tests fins, Scaphopodes, Radiolaires et Foraminifères (*Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et Globigérines). Cette lentille construite, isolée dans des micrites à faciès pélagique, ne correspond pas à des récifs, mais à des édifices formés vers la limite inférieure à laquelle peuvent vivre les Algues et les Polypiers (entre 50 et 100 m de profondeur).

12 *Dolomies et calcaires fins affleurant sur le chemin de la Cavetière, suivis vers le Nord-Est par de gros bancs d'intra-biomicrudite à petits grains de glauconie altérée* (LM 760). Les gros allochems comportent des intraclastes de micrite, des tests fins, des oncolites et des *Saccocoma* sp. ; les petits éléments montrent des débris de tests et de Bryozoaires, ainsi que quelques Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et *Nubecularia* sp.).

13 *Pelsparites en gros bancs* (LM 760'). Elles renferment des oncolites à Cyanophycées et *Nubecularia*, des Bryozoaires, des entroques, des débris de tests et des Foraminifères dont des *Lituolidae* et des *Nubecularia*. Toutefois on trouve toujours des *Globochaetes* sp. et des grains de glauconie (LM 761 et 761').

14 *Groupe de petits bancs affleurant dans une zone légèrement déprimée.* Ce sont des biopelmicritres (LM 761") à grains de glauconie, entroques, fragments de tests et de Bryozoaires, colonies d'Annélides, Scaphopodes et Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.), ainsi qu'à oncolites.

15 *Gros bancs à chailles, affleurant dans une zone boisée.* Ils contiennent des lentilles de dolomie noirâtre. Ce sont des pelmicrites renfermant toujours les mêmes allochems, avec des fragments de Polypiers (LM 762).

Du point de vue stratigraphique, cette coupe montre, au-dessus de l'Oxfordien moyen fossilifère bien caractérisé (banc vert), un ensemble calcaire, comportant trois intercalations d'intramicrites allochtones à éléments littoraux (Foraminifères, Algues, oolites), et dans lequel il est difficile de situer la limite Oxfordien-Kimmeridgien. Vers le haut, on observe un passage progressif à des faciès littoraux formés à faible profondeur. L'horizon à chailles attribuable au Kimmeridgien supérieur, sens français (W. Kilian et A. Guébhard, 1905) renferme surtout des grosses Rhynchonelles et les auteurs précités (p.805) ont signalé en ce point (St-Barnabé) *Lissoceras staszycii* ZEUSCHNER et *L. subelimatum* FONT. Il est surmonté par les assises coralligènes du Portlandien.

2°) COUPE DE CAUSSOLS.

Sur le plateau de Caussols, au Sud du village, on retrouve ces diverses formations et notamment l'horizon à chailles, le plus souvent dolomitisé. Il existe également des lentilles dolomitiques isolées dans les micrites kimmeridgiennes au Sud-Est de la Bergerie Cresp : elles se présentent comme des amas non stratifiés, à relief ruiniforme, complètement isolés au milieu des calcaires.

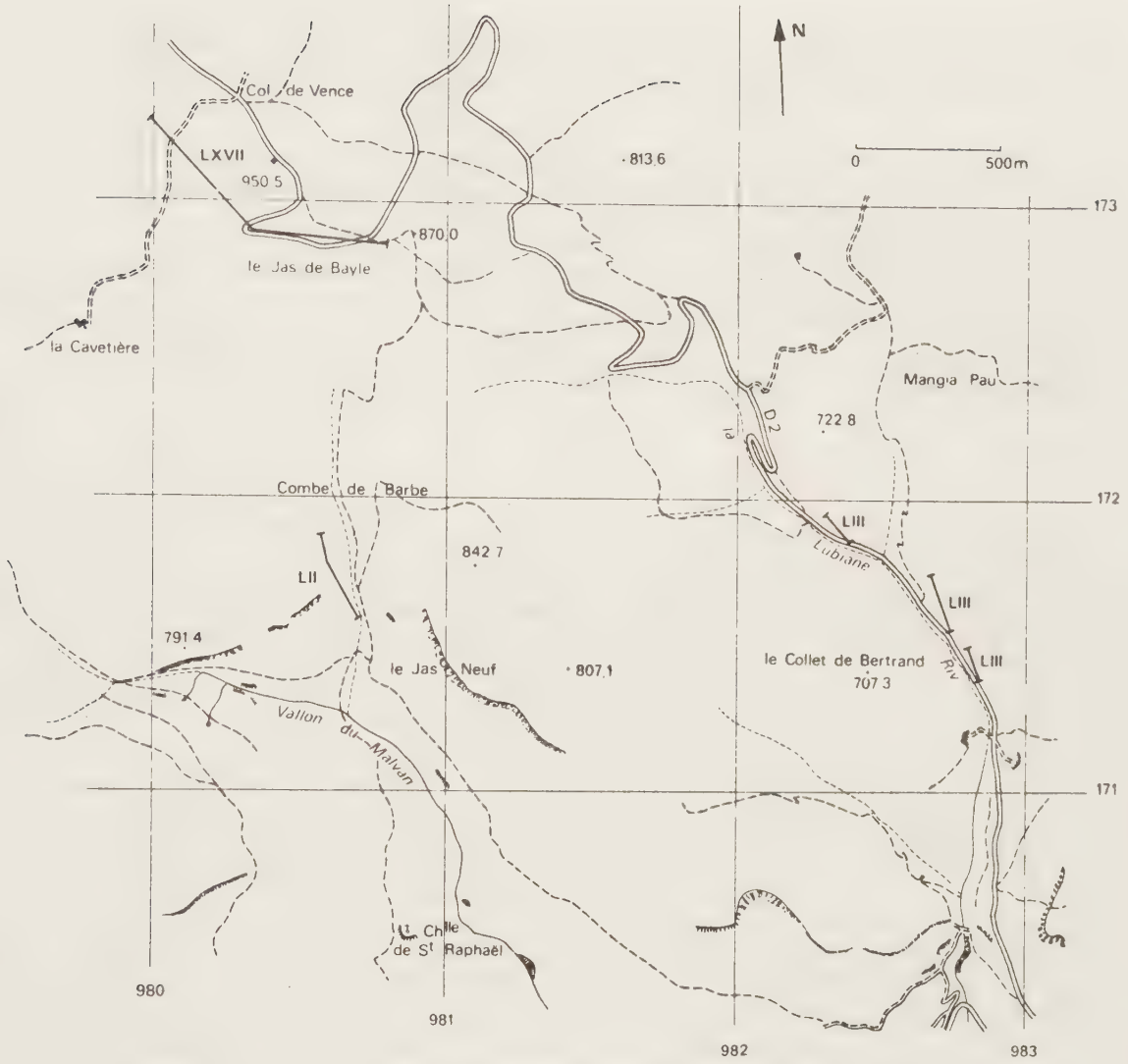


Figure 83 : Position des coupes étudiées aux environs du col de Vence.

5 *Niveaux noduleux verdâtres, formés de pelmicrite à tests fins avec toujours la même microfaune et alternant irrégulièrement avec des micrites claires.* Ces dernières montrent parfois des traces de remaniements (aspect noduleux) et renferment des Globigérines et de rares *Nubecularia* (LM 752). Certains bancs présentent des concrétions calciteuses ("concrétions astéroïdes" décrites par A. Guebhard) qui ne sont pas assimilables à des *bird-eyes*, mais rappellent plutôt par leur forme étoilée, de très petits septarias ayant de 5 à 10 mm de diamètre (753).

6 *Micrites beige clair en petits bancs, à rares Globochaetes* sp. *et Foraminifères* (LM 754).

7 *Intramicrites à chailles formant trois bancs plus durs* (LM 754'). Les allochems sont variés : intraclastes de micrite, pellets, entroques, rares oolites, débris d'Algues (*Polygonella* sp.), *Globochaetes* sp. et Foraminifères variés (*Cristellaria* sp., *Lituolidae* petits arénacés). On observe également quelques petits débris de Bryozoaires et de Polypiers.

8 *Micrites claires, presque dépourvues de débris organiques, terminées par une passée d'intramicrite* (LM 755). Cette dernière renferme quelques oolites et une microfaune variée : Milioles, *Valvulinidae, Lituolidae, Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina* sp. et *Nubecularia* sp.

6 *Micrites en petits bancs réguliers* (LM 852). Les allochems comportent des tests fins, des *Globochaetes* , et des Foraminifères (*Cristellaria* et *Spirillina*).

7 *Pelsparites glauconieuses à entroques et Globochaetes* (LM 852). A la partie supérieure, les gros bancs de pelsparites alternent avec des couches plus fines de micrites (LM 851) contenant les mêmes allochems et *Saccocoma* sp.

8 *Bancs à Rhynchonella trilobata* ZIETEN. Ils débutent par des biopelsparites (LM 850") à oncolites, Annélides, Scaphopodes, gros tests de Brachiopodes, entroques et Foraminifères (petits arénacés, *Lituolidae* dont *Ammobaculites* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp. et *Nubecularia* sp.). Plus haut les fossiles deviennent fréquents ainsi que les gros grains de glauconie. Les pelmicrites (LM 850') renferment des fragments de tests souvent silicifiés, des entroques, des *Saccocoma* sp., des fragments de Bryozoaires et de Stromatopores et la même microfaune de Foraminifères que 850". Ce banc se termine par un joint ondulé et ferrugineux portant des valves d'*Ostrea* sp.

9 *Petits bancs clairs à chailles rousses renfermant des Annélides et des Scaphopodes.* Ils supportent les biosparites blanches à Echinides qui forment la base du Portlandien récifal.

Cette coupe montre les mêmes formations que celle de Vence, avec au sommet l'horizon glauconieux et fossilifère du Kimmeridgien supérieur à *Rhynchonella trilobata* étudié par W. Kilian et A. Guébhard (1905). Des nouvelles recherches de fossiles présenteraient un grand intérêt pour la stratigraphie du Jurassique supérieur de la région.

4°) COUPE DES GORGES DE LA-MESCLA (VALLEE DU VAR).

En amont du Ciaudan, la route nationale 202, qui longe le Var, traverse l'extrémité orientale de l'unité chevauchante du Mont Vial. Les couches du Jurassique supérieur sont en partie visibles au bord de la route et affleurent également dans un secteur d'accès difficile situé sur la rive occidentale du fleuve (figure 85).

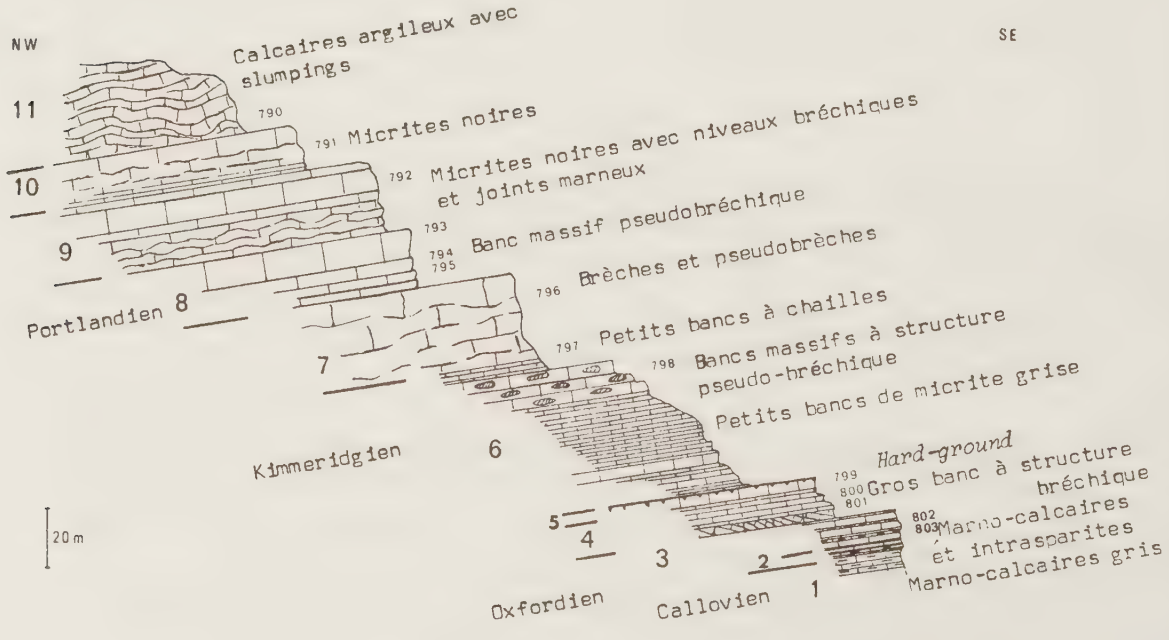


Figure 85 : Coupe du Jurassique supérieur des gorges de la Mescla.

Sur la route D 12 de Gourdon à Caussols, les horizons de base de l'Oxfordien sont bien visibles dans le virage coté 922,9 : sur les pelmicrites un peu dolomitiques du Callovien (LM 872) qui sont couronnées par un *hard-ground*, reposent des pelmicrites glauconieuses à débris de Polypiers et se terminant par un joint ferrugineux.

Au-dessus, des petits bancs à débit en miches séparés par des joints marneux, renferment quelques Ammonites ; en lame mince ce sont des biopelmicrites très glauconieuses, avec quelques grains de quartz, des tests, des Foraminifères parmi lesquels des Globigérines (LM 874).

Les gros bancs sus-jacents (pelmicrites à rares entroques et *Globochaetes* sp. supportent une puissante formation micritique qui ne montre pas de niveaux différenciés.

3°) COUPE DU COL DE FERRIER.

L'Oxfordien et le Kimmeridgien calcaire sont visibles en bordure de la D 5, au Nord du col de Ferrier. La succession (figure 84) diffère peu de celle observée à Vence.

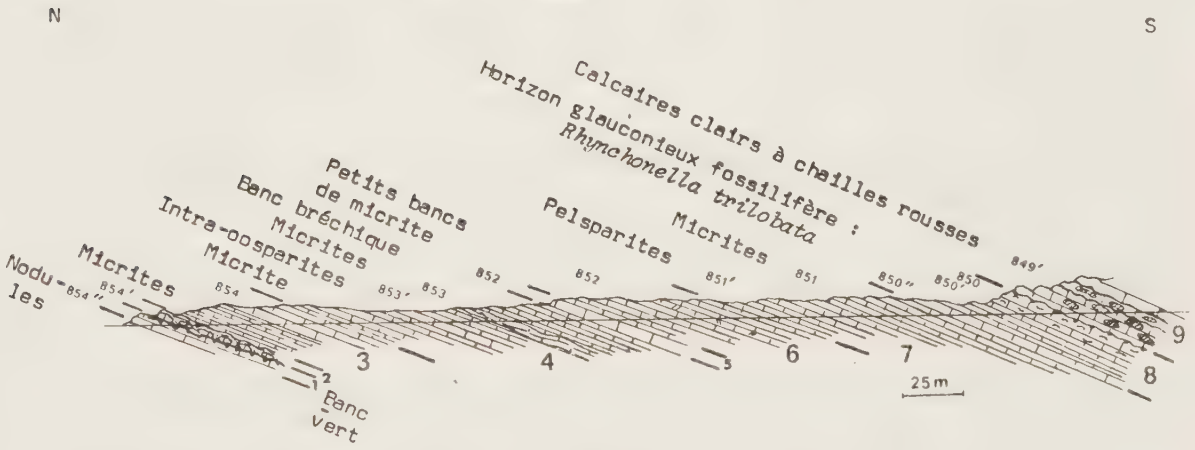


Figure 84 : Coupe de l'Oxfordien - Kimmeridgien au Nord du col de Ferrier.

1 *"Banc vert"*. Ce niveau remarquable affleure dans le virage de coordonnées x=964,800 y=167,700 où il comporte des pelmicrites glauconieuses à nombreuses Ammonites roulées. En lame mince (LM 854") on observe des gros grains de glauconie vert vif, quelques petits quartz, de rares entroques et des Foraminifères (petits *Lituolidae, Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.). Le sommet est très ferrugineux (*hard-ground*).

2 *Gros nodules, cimentés par des marno-calcaires.* Ils sont formés de pelmicrites en partie recristallisées (LM 854') avec toujours les mêmes allochems, ainsi que des spicules et des vestiges de Globigérines.

3 *Micrites bien stratifiées avec par places des petits nodules de Nubecularia* sp. (LM 854) Elles contiennent des *Globochaetes*, des tests fins et des Foraminifères.

4 *Micrites coupées par un banc d'intrasparite* (LM 853'). Ce dernier renferme des intraclastes de micrite, des pellets, des entroques, des débris d'Algues (*Polygonella*), des *Globochaetes* sp. et des Foraminifères (*Textulariidae, Verneuilinidae, Kurnubia* sp., *Nubecularia* sp. et *Quinqueloculina* sp.). Une deuxième intercalation microbréchique (LM 853) renferme en outre des oolites.

5 *Bancs à stratification confuse ou bouleversée* (slumping) *et structure bréchique* (LM 852'). Les *Globochaetes* sp., les *Saccocoma* sp. et les Foraminifères sont fréquents.

de la coupe de Vence. Au-dessus, les micrites contiennent à leur sommet quelques chailles et des Brachiopodes. Ce dernier horizon (sommet du Kimmeridgien) est également visible dans les lacets de la route du golf du Mont Agel.

2°) UNITE D'ASPREMONT.

Au Sud d'Aspremont, les formations jurassiques sont visibles en bordure de la D 14. Le Bathonien semble presque entièrement dolomitique. Par contre le Callovien et l'Oxfordien sont surtout calcaires et affleurent dans d'anciennes carrières situées dans le virage coté 454, à 600 m au Sud du village (figure 86).

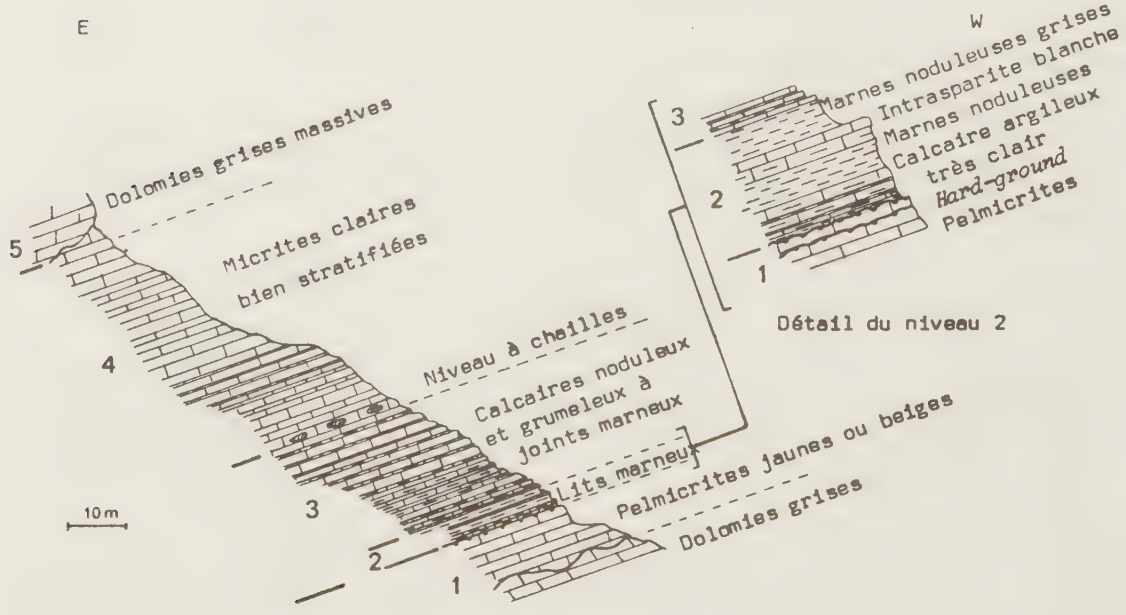


Figure 86 : Coupe de l'Oxfordien au Sud d'Aspremont.

1 *Pelmicrites jaunes ou beiges, en gros bancs, à débris de tests, reposant sur les dolomies médiojurassiques.* Ces couches, à rares *Cancellophycus*, dont le faciès rappelle celui des calcaires calloviens, se terminent par un *hard-ground.*

2 *Calcaires argileux très clairs surmontés par des marnes noduleuses* (3 m). Ces dernières renferment un banc de calcaire argileux et des lentilles d'intrasparites glauconieuses, analogues à celles observées dans la coupe du Mont Major près de Rians.

3 *Calcaires noduleux ou grumeleux à joints plus marneux* (20 m).

4 *Micrites très claires, bien stratifiées, affleurant dans une carrière située en face du village d'Aspremont et comportant quelques chailles isolées.*

5 *Assises supérieures dolomitisées.*

Cette coupe montre des faciès très semblables à ceux observés aux environs de Rians ou dans les gorges du Verdon : *1* est attribuable au Callovien, *2* et *3* à l'Oxfordien moyen, *4* et *5* à l'Oxfordien supérieur et au Kimmeridgien.

1 *Marno-calcaires calloviens en grande partie masqués par des éboulis au bord de la route.*

2 *Banc noduleux gris à Sowerbyceras* sp. *formant la base de l'Oxfordien (moyen ?), sans présence de marnes.* Il est surmonté par des marno-calcaires noirs pyriteux, visibles dans un élargissement du bas-côté droit de la route, à l'entrée des gorges, après un tunnel (coordonnées x=989,670 y=188,580).

3 *Marno-calcaires avec intercalations d'intrasparites noires* (LM 803). Ces dernières renferment des intraclastes de micrite à très petits quartz, des Radiolaires, des *Globochaetes* sp. et des Globigérines. Les autres allochems sont variés : tests fibreux, entroques, débris d'Algues dont des *Polygonella* sp., des oolites, des Foraminifères (*Lituolidae, Cristellaria* sp. et Milioles). Plus haut on observe également des intramicrudites à oolites, Bryozoaires, débris de Polypiers (LM 802), ainsi que des intraosparites (LM 802"') à grosses oolites complexes, Algues, Scaphopodes, sections de *Cladocoropsis* et d'*Acervulinidae* remaniés, Foraminifères de milieu littoral (Milioles, Trocholines, *Lituolidae*).

4 *Banc à slumping, surmonté par des micrites à joints schisteux et à Radiolaires, Globochaetes et Globigérines* (LM 800). L'allure des plis suggère des glissements vers le Nord-Est.

5 *Gros banc à structure pseudo-bréchique terminé par un hard-ground.* Il montre en lame mince une texture grumeleuse (LM 799) indiquant un remaniement du sédiment après son dépôt, sans doute par glissement sur le fond. On observe également des Radiolaires, des tests fins, des *Globochaetes* sp. et des fantômes de Globigérines.

6 *Groupes de petits bancs très minces (1 à 10 cm) alternant avec des couches massives à structure pseudo-bréchique.* Vers le haut, les chailles deviennent très abondantes dans des micrites (LM 798) à *Saccocoma* abondants, *Globochaetes* sp., entroques et rares *Nodosaria* sp.

7 *Barre formée d'intrasparudites à débris d'Algues, oolites, etc..* Elle peut être attribuée à la base du Portlandien.

Dans cette coupe, l'Oxfordien et le Kimmeridgien ne sont pas très puissants (1 50 m au total). Ils sont entièrement formés par des calcaires noirs pyriteux, indice d'un milieu très réducteur. La présence de banc d'intrasparites et d'intramicrites à microfaune littorale et oolites montre que des glissements sous-marins ont dû se produire à plusieurs reprises, amenant du Sud ou du Sud-Ouest du matériel formé à faible profondeur. Cette zone devait constituer un ombilic assez profond.

IV - Arrière-pays niçois

Les unités jurassiques le plus souvent chevauchantes de l'arrière pays niçois montrent en plusieurs points en ce qui concerne les étages Oxfordien et Kimmeridgien, des successions très semblables à celles qui viennent d'être décrites. Deux coupes sont particulièrement démonstratives.

1°) UNITE DE LA TURBIE.

La série jurassique chevauchante vers le Sud qui domine au Nord le village de La Turbie (Nord-Ouest de Monaco), est décrochée par une faille Nord-Sud qui passe par le col de Guerre. Le compartiment oriental est formé par les assises du Jurassique moyen et supérieur, bien visibles en bordure de la D 53 La Turbie - Peille.

Le Jurassique moyen est en grande partie dolomitique. Dans un virage situé à 1 km environ au Nord de La Turbie (petite carrière), on observe des petits bancs de pelmicrites en plaquettes, surmontés par un niveau de pelmicrites glauconieuses rappelant le "banc vert"

d) une puissante série de micrites (*14*) dépourvues de niveau à chailles (Oxfordien supérieur et Kimmeridgien). La limite avec le Portlandien reste très imprécise.

Plus à l'Est, au Sud de Claps, les marnes (a) sont plus minces ; par contre (c) dépasse 100 m de puissance et (d) atteint 400 m. Cette dernière formation est très monotone sur le versant Nord-Est du Pic des Mouches où de longues recherches ont permis de mettre en évidence un lit isolé d'intramicrite situé à 100 m de la base. Ce lit renferme (LM 2005) des petits intraclastes de micrite, des grains de glauconie remaniée, des entroques, des débris d'Algues (*Polygonella*), des Foraminifères arénacés, ainsi que quelques Radiolaires et *Globochaetes*. A la partie supérieure, des bancs très massifs alternent avec des groupes de petits lits parfois ondulés ; juste au Nord du signal 1010,6, dans la tête d'un petit vallon, ces calcaires ont fourni quelques valves rappelant *Exogyra virgula* DEFR.

2°) COUPE DE LA MONTAGNE DE VAUTUBIERE.

Les couches oxfordiennes affleurent largement au Nord de la Simiane, à l'extrémité orientale de la boutonnière anticlinale. Elles reposent sur les marnes calloviennes décrites p.205, et sont moins épaisses que dans la vallée de Vauvenargues (figure 87).

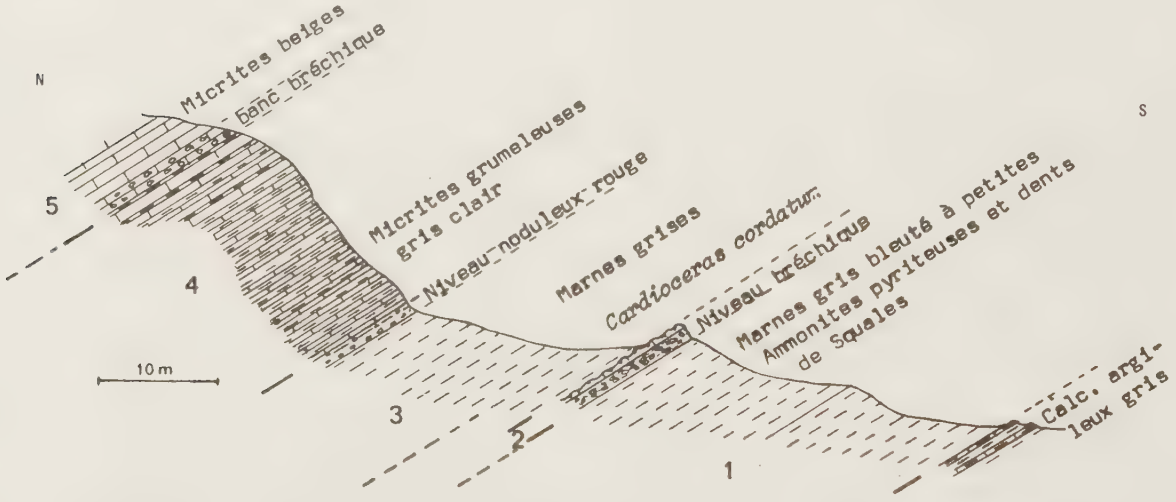


Figure 87 : Coupe de l'Oxfordien de la Montagne de Vautubière.

1 *Marnes gris bleuté* (30 à 40 m). Elles ont fourni des petites Ammonites pyriteuses et des dents de Squale.

2 *Horizon complexe* (1 m). Deux lits de marnes rouges noduleuses sont surmontés par un banc de brèche calcaire fossilifère (zone à Cordatum).
Les nodules (LM 12) sont formés de micrite renfermant de très petits grains de quartz, de la glauconie et de très petits débris calciteux. Le banc bréchique, dont le ciment en partie marneux, renferme de la glauconie, des intraclastes de micrite, des débris de tests et quelques Foraminifères arénacés.

3 *Marnes grises* (17 m). Elles renferment à la base *Cardioceras cordatum* SOW. et plus haut de nombreux *Perisphinctidae* ; au sommet un deuxième niveau noduleux rouge se rattache à la zone à Transversarium (L. Collot, 1880, p.35).

4 *Micrites grumeleuses gris clair* (30 m). Elles sont très fossilifères et présentent le même faciès et la même faune que dans l'anticlinal du Pigeonnier (Oxfordien moyen).

5 *Micrites kimmeridgiennes*. Elles affleurent trop mal dans le plateau de Rouvière-plane pour être étudiées. Il semble qu'elles soient assez épaisses. Localement on observe à la base un banc bréchique.

C - BASSIN DAUPHINOIS

L'étude du Jurassique supérieur du bassin dauphinois sort du cadre de cette étude, aussi examinerons-nous seulement quelques coupes sur sa bordure méridionale : Ste-Victoire, Montagne de Vautubières et anticlinal de Pont de Mirabeau en Provence occidentale, série de Castillon et de Tambalonne près de Castellane ; enfin bordure méridionale du dôme de Barrot dans la région orientale.

I - Provence occidentale

Les formations marneuses de l'Oxfordien inférieur et moyen affleurent dans les structures de Ste-Victoire, de la montagne de Vautubières, et du Pont de Mirabeau.

1°) COUPE DES LAMBERTS (MONTAGNE Ste-VICTOIRE).

L'Oxfordien repose sur les couches calloviennes étudiées p.154. Les couches sont bien visibles dans de petits ravinements situés au Nord du point coté 353,5. Leur partie inférieure est représentée sur la planche XXVI.

10 *Marnes gris bleu peu fossilifères, reposant en continuité de sédimentation sur les couches de même faciès du Callovien terminal.* Elles renferment de la glauconie, un peu de pyrite, du gypse secondaire, ainsi que des Foraminifères (*Nodosariidae*).

11 *Marnes coupées par quelques bancs de calcaires argileux gris.* Elles renferment quelques *Sowerbyceras* ferrugineux et une riche microfaune : Ostracodes, *Ramulina* sp., *Marginulina* sp., *Dentalina* sp., *Cristellaria* sp., *Lingulina* sp. et *Spirillina* sp. Ces marnes sont composées d'environ 50 % de CO_3Ca, 30 % d'illite, 15 % de chlorite, 5 % de kaolinite, avec des traces de quartz et d'interstratifiés gonflants (C. Tempier, 1964, p.216).

12 *Niveau de teinte rougeâtre* (2,50 m). Il est constitué par des nodules calcaires de forme irrégulière cimentés par des marnes. Les fossiles sont abondants et indiquent la zone à Cordatum. La microfaune est identique à celle observée dans les marnes sous-jacentes, mais semble remaniée. La glauconie est abondante et se présente en petits grains de forme irrégulière. En lame mince (2009), on observe de très petits grains de quartz et des Globigérines très recristallisées.

13 *Marnes grises plus calcaires (60 % de CO_3Ca), renfermant des fossiles de la zone à Transversarium.*

14 *Bancs de calcaires gris clair, grumeleux, formant corniche.* Ils sont très fossilifères (zone à Transversarium) et sont séparés par des joints marno-schisteux gris clair. Ils présentent le microfaciès des micrites et intramicrites à Radiolaires, *Globochaetes* et Globigérines. A la partie supérieure le faciès reste très constant, mais les fossiles sont beaucoup plus rares. L'épaisseur est de 80 m.

15 *Puissante formation de micrites beiges constituée d'alternances de couches massives et de petits bancs.* Le faciès est très uniforme sur toute la hauteur de cet ensemble calcaire dont l'épaisseur atteint 350 m et qui s'étend largement dans les plateaux situés au Nord (Jas de la Kerié).

Cette coupe montre que l'Oxfordien et le Kimmeridgien se divisent en quatre niveaux principaux :

a) des marnes gris bleu (base de l'Oxfordien inférieur) (*10 - 11*) ;

b) un banc marno-calcaire rougeâtre (zone à Cordatum) (*12*) ;

c) des calcaires grumeleux gris clair (*13*) à Globigérines (Oxfordien moyen et peut-être partie de l'Oxfordien supérieur).

(oomicrites). Toutefois, l'existence, sur toute la hauteur de la formation calcaire, de Foraminifères benthiques, et notamment de *Nubecularia*, indique que cette coupe n'est pas située dans un secteur profond, à sédimentation uniquement pélagique.

II - Région de Castellane

Les formations marneuses de l'Oxfordien se développent au Nord de Castellane. Elles affleurent dans l'unité de La Blache, sur le flanc nord des anticlinaux de Chaudanne et de Castillon. Les calcaires kimmeridgiens sont visibles à la base de toutes les grandes falaises de Jurassique supérieur.

1°) ANTICLINAL DE CHAUDANNE.

Une bonne coupe de l'Oxfordien et du Kimmeridgien est visible en bordure de la D 102 de part et d'autre du point coté 792,8 situé à l'entrée sud d'un petit tunnel (figure 88).

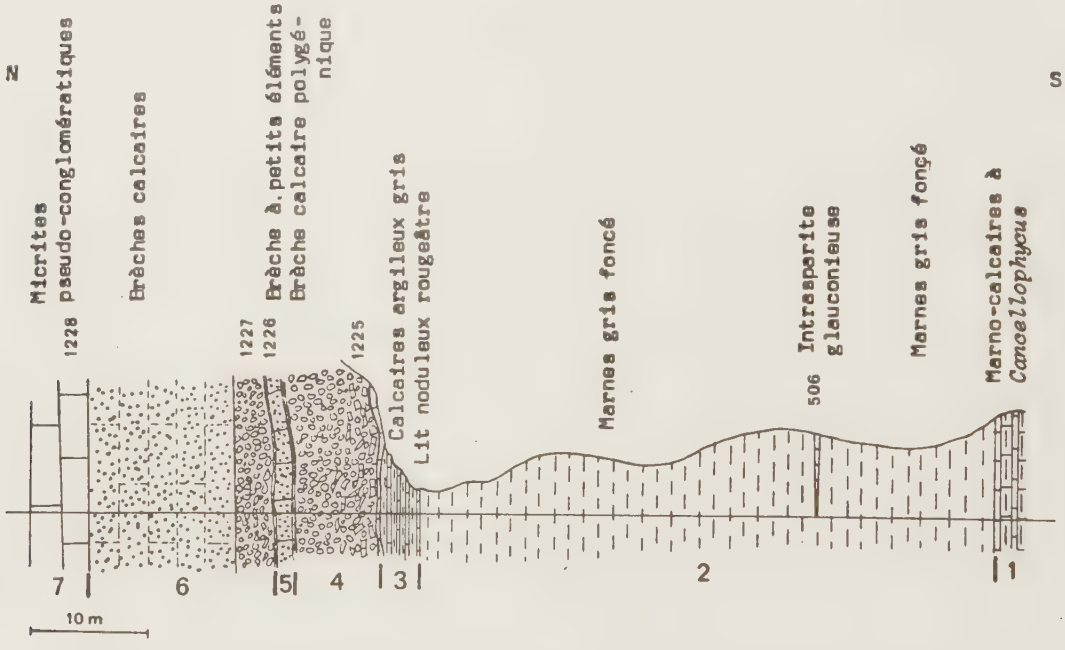


Figure 88 : Coupe de l'Oxfordien et de la base du Kimmeridgien au Nord de Chaudanne.

1 *Marno-calcaires gris foncé à Cancellophycus (Dogger ?).*

2 *Marnes gris foncé ou noires* (50 m). Elles fournissent des débris d'Ammonites et montrent une lentille longue de quelques mètres d'intra-biosparite glauconieuse (LM 506) à intraclastes de micrite et entroques.

3 *Lit noduleux rougeâtre surmonté par 2 m de calcaires argileux noduleux gris jaunâtre renfermant de nombreux Sowerbyceras.*

4 *Banc massif, reposant suivant une légère discordance de ravinement sur les calcaires argileux.* Il est formé par une brèche calcaire polygénique à ciment de micrite gris clair renfermant des Radiolaires, des *Globochaetes* sp. et des Globigérines (LM 1225). Les éléments sont de taille variée : à côté de nombreux fragments de quelques

Cette coupe montre un beau développement de l'Oxfordien inférieur et moyen fossilifère, toujours avec un niveau noduleux correspondant à la zone à Cordatum. Vers l'Est ces formations marneuses se réduisent très rapidement puisqu'elles ne mesurent plus que 10 m au Mont Major (p.268), et disparaissent dans l'anticlinal du Pigeonnier (p.270).

3°) COUPE DU PONT DE MIRABEAU.

L'ensemble du Jurassique supérieur, à l'exception des marnes de l'Oxfordien inférieur qui n'affleurent pas, peut être observé sur la rive droite de la Durance, le long d'un chemin entaillé dans le flanc méridional de l'anticlinal du Pont de Mirabeau. Les formations oxfordiennes affleurent dans la charnière, au point de coordonnées x=867,570 y= 59,660. Elles sont surmontées vers le Sud par des calcaires très épais (Kimmeridgien - Portlandien). L'ensemble est représenté sur la planche LXVIII.

1 *Alternances de calcaires noduleux gris foncé (478) à rares Nubecularia et de calcaires argileux noduleux* (100 m). Un affleurement isolé au milieu des éboulis montre des *hardgrounds* et des lits microbréchiques glauconieux (279).

2 *Bancs massifs alternant avec des petits bancs, formés de micrites et d'intramicrites* (LM 465). Dans ces dernières, les intraclastes, assez gros et irréguliers, sont associés à quelques tests fins, des *Globochaetes* et des débris de *Nubecularia*.

3 *Bancs assez minces, de teinte grise, séparés par des joints schisteux et gros bancs à structure pseudo-bréchique*. Dans ces derniers, les intraclastes ne se distinguent du ciment que par des teintes légèrement plus sombres. Les autres allochems sont rares et très petits : Radiolaires, *Globochaetes* sp., *Spirillina* sp. et Globigérines (LM 466). Une passée de petits bancs (LM 467 a et b) est formée à la base d'intrasparites, passant vers le haut à des intramicrites, et renfermant des intraclastes de micrite, des oolites, un peu de glauconie, des entroques et des Foraminifères (*Lituolidae, Verneuilinidae, Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Nubecularia*. Par places on observe un mélange avec des organismes pélagiques (*Globochaetes* sp. et Radiolaires).

4 *Gros bancs séparés par des joints grumeleux* (zone déprimée). Ce sont toujours des micrites à Radiolaires, *Globochaetes* sp. et rares *Nubecularia* (LM 468).

5 *Micrites en gros bancs, sans joints marneux*. Elles contiennent un horizon à slumping (468') et un mince lit d'oomicrite ferrugineuse (LM 469) renfermant de nombreuses petites oolites, des entroques, de rares débris d'Algues (*Polygonella*) et des Foraminifères (petites formes arénacées, Milioles).

6 *Gros bancs de micrites grises ou parfois jaunâtres*. On observe par places une légère dolomitisation qui, jointe à de petites failles, s'oppose à une étude précise. Les allochems sont rares : Radiolaires, *Saccocoma* sp., *Globochaetes* sp. et Foraminifères parmi lesquels *Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp. et *Nubecularia* (LM 472).

7 *Bancs calcaires plus minces, séparés par des joints ondulés*. Ils sont toujours formés de micrite grise renfermant parfois des *Nubecularia*. La partie supérieure de cette formation est masquée par un grand couloir d'éboulis recouverts de végétation.

8 *Gros bancs de micrites de teinte claire, en partie dolomitisés : Saccocoma* sp. , *Radiolaires et tests fins*.(LM 231). Ils affleurent à la base de la grande falaise.

9 *Dolomies grises cristallines formant la partie inférieure de cette même falaise.*

10 *Gros bancs de calcaires beiges fins à Saccocoma et Radiolaires* (LM 232). Ils renferment une intercalation d'intrasparite à débris d'Algues (*Polygonella*) et à rares Foraminifères. On observe par places des silicifications et des petites chailles.
Ces bancs, qui supportent un premier niveau de brèches, peuvent être pris comme sommet du Kimmeridgien par analogie avec les secteurs où existe l'horizon à chailles.

Dans cette coupe, l'Oxfordien et le Kimmeridgien sont très épais et montrent à plusieurs reprises des indices de glissements sous-marins et des passées à matériel allochtone

9 *Bancs massifs formés de brèche (intramicrudite) à ciment fin.* Ils renferment des *Globochaetes* sp. et de rares entroques (LM 900). Les allochems peuvent atteindre plusieurs centimètres de longueur et sont formés de micrite à Radiolaires, débris de tests, *Globochaetes* sp., Globigérines et *Nubecularia* sp. Le banc supérieur est également formé par des brèches (LM 899") passant progressivement vers le haut à des micrites à *Saccocoma* sp., *Globochaetes* sp. et Foraminifères.

10 *Petits bancs à joints ondulés et nombreuses chailles.* Ils sont formés de biomicrites à *Saccocoma* sp. très abondants, Radiolaires, *Globochaetes* sp. et entroques (LM 899). Vers le haut, au-dessus de quelques bancs plus épais, les Radiolaires sont plus abondants dans des micrites à *Saccocoma* sp. (LM 898').

11 *Groupe de gros bancs de micrite* (LM 898). Les allochems sont variés : Radiolaires, spicules tétraxones, *Globochaetes* sp., *Saccocoma* sp. et quelques Foraminifères (dont des Globigérines). Au-dessus viennent les premiers horizons bréchiques du Portlandien.

Les niveaux *1* à *3* peuvent être attribués à l'Oxfordien inférieur, *4* à l'Oxfordien moyen, *5* à *11* à l'Oxfordien supérieur - Kimmeridgien. Les horizons siliceux *10* et *11*, qui renferment des chailles et révèlent en lame mince de très nombreux *Saccocoma* sp., peuvent se rattacher à la partie supérieure du Kimmeridgien.

Les micrites à organismes pélagiques (Radiolaires, *Globochaetes*, *Saccocoma* et Globigérines) forment la presque totalité des formations calcaires. Elles renferment des passées bréchiques mises en place par des coulées boueuses sous-marines dans lesquelles on trouve souvent des éléments littoraux (Foraminifères, oolites, etc...).

3°) CONCLUSION.

Aux environs de Castellane, les formations de l'Oxfordien et du Kimmeridgien sont de même nature que dans la partie septentrionale de la Provence occidentale, avec toutefois un caractère pélagique plus marqué, et un épaississement très rapide des marnes oxfordiennes vers le Nord. Il faut noter l'importance et la fréquence des glissements sous-marins (slumping s.s., coulées boueuses, courants turbides) qui ont à plusieurs reprises, et notamment à l'Oxfordien supérieur, répandu le matériel des brèches dans toute cette région (planche LXXV).

III - Bordure méridionale du "dôme" de Barrot

La vallée du Var entaille en aval de Daluis la couverture de la retombée méridionale du "dôme" de Barrot. Le Jurassique supérieur, entaillé par une cluse, a été levé au bord de la RN 202, entre la cote 644 et le pont de la Faye ; toutefois l'Oxfordien n'est visible que sur l'autre rive du Var, sous les falaises, au point de coordonnées x=958,550 y=200,850. L'ensemble est donné par la figure 89.

1 *Marnes schisteuses brunes azoïques (50 m).*

2 *Lit marno-calcaire gris.* Il a fourni plusieurs exemplaires de *Sowerbyceras* sp. ; il est surmonté par quelques bancs plus durs, à patine rousse formés de pelsparite à *laminae*. Les intraclastes sont petits : pellets, très petites entroques, tests fins et rares Foraminifères. On observe de plus des feldspaths authigènes de petite taille (LM 826'). A la partie supérieure la glauconie apparaît et les Foraminifères sont plus variés : petits arénacés, *Nodosaria* sp., Milioles et *Nubeculariidae* (LM 826).

3 *Calcaires argileux schisteux alternant avec des marnes noires, avec au sommet un banc calcaire roux à débris d'Ammonites.*

centimètres de diamètre, on observe des dalles pouvant atteindre 0,40 m de longueur, qui proviennent du remaniement de bancs déjà consolidés. La plupart des éléments sont formés de micrite grise ou noire, mais on observe aussi des intrasparites glauconieuses rousses analogues à celles de l'Oxfordien moyen.

5 *Lit marno-calcaire et brèche à petits éléments* (LM 1226) : micrite à Radiolaires, *Globochaetes* et débris de tests. Le ciment est de même nature micritique.

6 *Très gros bancs (3 m et 10 m) de brèches de même faciès que 5.*

7 *Micrites pseudo-conglomératiques (LM 1228) à Radiolaires, Globochaetes, Nodosaria* sp. *et Cristellaria* sp. *(sortie nord du tunnel).*

Plus au Nord, les couches sont très disloquées et les niveaux à chailles peu visibles.

Cette coupe montre, au-dessus de l'Oxfordien inférieur (2) et moyen (3), une formation bréchique épaisse mise en place par un glissement sous-marin important (coulée boueuse) qui a érodé au passage les bancs de l'Oxfordien moyen. Ce phénomène présente une grande extension (C. Tempier, 1966 c) puisque la brèche existe également dans le flanc nord de l'anticlinal de Castillon, à la cluse de Vergons en bordure de la RN 207 (très belle coupe fraîche), ainsi qu'au Nord de Taulanne au bord de la RN 85. L'âge de la brèche ne peut être donné avec précision : partie supérieure de l'Oxfordien ou base du Kimmeridgien.

2°) ANTICLINAL DE CASTILLON.

Le flanc septentrional de l'anticlinal de Castillon montre un très beau développement du Jurassique supérieur dont la coupe a été levée en bordure de la RN 555 à la traversée de la crête de la Graou (tunnel), au Nord du barrage. La planche LXIX donne la succession des formations de l'ensemble du Jurassique supérieur.

1 *Marnes schisteuses noires ou brunes.* Elles ne sont visibles que sur une quarantaine de mètres de puissance, la base étant masquée par des loupes de glissement.

2 *Alternances de calcaires un peu argileux à patine jaune et de marnes noduleuses grises.*

3 *Formation marno-calcaire complexe (10 m) souvent fossilifère (Sowerbyceras* sp., etc..). Elle est formée d'alternances de calcaires argileux gris et d'intrasparites grises à allochems souvent jointifs (LM 904') : intraclastes de micrite, entroques, oolites, débris de tests, oncolites, Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp., *Cristellaria*, Milioles et *Nubecularia* sp.). Le dernier banc, dont le sommet est fortement corrodé, est également formé d'une intrasparite (LM 904) qui renferme en outre des débris d'Algues (*Polygonella*) et des gros *Lituolidae*.

4 *Gros banc d'intrasparite* (LM 903'). Il renferme des oolites, des entroques, des petits débris d'Algues (*Polygonella*) et des Foraminifères variés parmi lesquels *Ammobaculites* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Nautiloculina* sp. et des *Nubecularidae*. Il est surmonté par une couche massive de micrite à structure pseudo-bréchique (LM 903) à Radiolaires, *Globochaetes* sp., débris de tests et de *Nubecularidae*.

5 *Petits bancs ondulés et plissés* (micrites), *surmontés en légère discordance de ravinement par une brèche à gros éléments* (LM 902). Ces derniers sont formés de micrite à Radiolaires et *Nubecularidae* cimentés par une pelmicrite renfermant un peu de glauconie, des débris de tests, des entroques, des oolites et quelques Foraminifères (*Nubecularia* et Milioles). Ce niveau peut correspondre à la brèche de la coupe de Chaudanne.

6 *Micrites régulièrement stratifiées à très petits grains de quartz (10 µ) et très rares Saccocoma* sp. (LM 901').

7 *Gros bancs de micrite à structure pseudo-bréchique et renfermant les mêmes allochems que 6.*

8 *Petits bancs de micrite à rares allochems (LM 900').*

III_ ETUDE DES COUPES DU PORTLANDIEN

A - ZONE MERIDIONALE

Les calcaires blancs, d'âge portlandien et berriasien, affleurent surtout dans les unités tectoniques qui se développent aux environs de Toulon (Faron, Coudon, Gros Cerveau) ainsi que dans les bordures du synclinal de Bandol. Dans ce dernier secteur, une coupe assez complète a été étudiée entre le Cap d'Alon et la pointe des Trois Fours (carte planche XXXVIII).

1°) COUPE DE LA POINTE D'ALON.

Au Sud de la pointe des Trois Fours, se développe un ensemble dolomitique dont une partie se rattache au Bathonien, et qui peut vers le haut inclure du Kimmeridgien. Les calcaires apparaissent dans les falaises du cap de coordonnées x=872,950 y = 99,740 et se développent vers le Sud. Les meilleurs affleurements sont situés en bordure de mer, dans la zone érodée par les embruns (figure 90).

1 *Gros bancs de biomicrites à oncolites et Foraminifères (542), surmontés par des intrasparites fines.*

2 *Brèche polygénique constituant un niveau remarquable (5 m).* Elle comporte des gros éléments calcaires de teintes sombres (beige foncé, marron ou noir). En lame mince (541'), l'ensemble apparaît très dolomitisé, notamment le ciment. Les éléments sont formés de micrite dépourvue de débris organiques. Cet affleurement est situé au fond de la crique de coordonnées x=873,100 y=99,690.

3 *Bancs de dolomie grise, débutant par un lit de grumeaux* noirs.*

4 *Gros banc de micrite gris beige à petites taches blanches.*(541 A). Il est surmonté par un banc de pelmicrite grise (LM 541) qui renferme une microfaune caractéristique : *Pseudocyclamina* cf. *lituus* YABE et HANZAWA, *Dictyoconus* sp. et des *Verneuilinidae*.

5 *Micrites blanches.* On observe en lame mince (540) quelques gros Foraminifères arénacés, des débris recristallisés pouvant être rapportés à des Characées et quelques Ostracodes.

* Ce terme désigne des taches sombres pouvant ou non correspondre à des intraclastes, et appelés par les auteurs précédents "galets noirs".

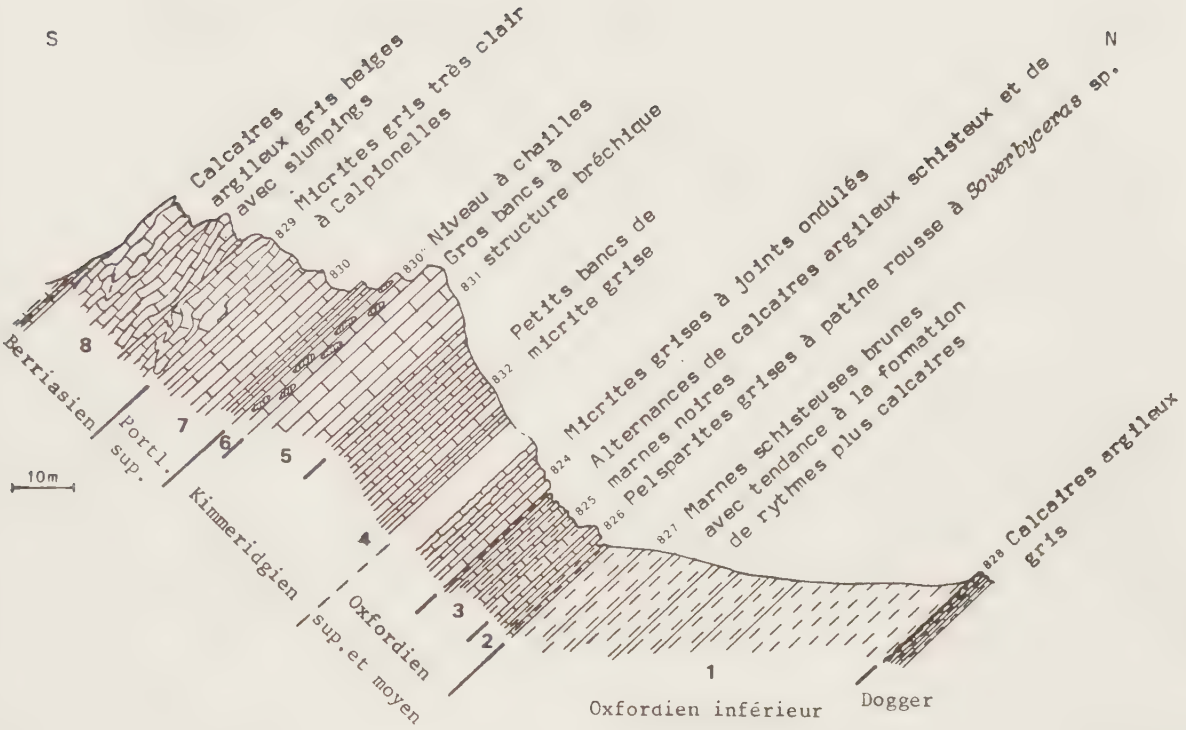


Fig. 89 : Coupe du Jurassique supérieur dans la vallée du Var, au Sud de Daluis.

4 *Micrites grises*. Les joints, rares et plans vers la base, deviennent bientôt ondulés et plus fréquents. Ces micrites ne comportent qu'une seule passée pseudo-bréchique et renferment des *Globochaetes* sp., des *Saccocoma* sp., des Radiolaires et des tests fins (LM 832).

5 *Passée plus tendre formée de biomicrite grise à Saccocoma, Globochaetes et Radiolaires, surmontée par des gros bancs d'intramicrites*. Ces derniers renferment des intraclastes de micrite et les mêmes organismes plus quelques Foraminifères (*Lituolidae, Spirillina* sp.). La position stratigraphique de ces couches pose un problème, car elles sont directement surmontées par un horizon siliceux à Calpionelles. Il est possible qu'une partie du Kimmeridgien et du Portlandien manque, cette lacune pouvant être en rapport avec les phénomènes de glissements sous-marins.

La bordure méridionale du dôme de Barrot montre une série oxfordienne marneuse à la base, mais où seule la partie moyenne peut être caractérisée paléontologiquement. Le Kimmeridgien présente son faciès habituel de micrites à *Saccocoma*, Radiolaires et *Globochaetes*; les intercalations bréchiques sont peu développées et n'existent pas au sommet de l'Oxfordien.

Pfenderina sp. (LM 533). Vers le milieu de la formation, un lit d'intrasparite renferme des débris de tests fibreux et d'Echinides, des oolites, de rares fragments de Polypiers et des Foraminifères : gros arénacés, *Nautiloculina* sp., Milioles et Trocholines.

12 *Horizon bréchique* (1,50 m). Un lit de marnes dolomitiques verdâtres est surmonté par une brèche à ciment marno-dolomitique renfermant des gros blocs de calcaires blancs. Ces derniers sont anguleux et de taille variée. L'ensemble est légèrement tectonisé. En lame mince (532) on observe un ciment dolomitique avec quelques vestiges de tests et des silicifications. Les éléments sont variés : micrite, intrasparite à coprolithes de Crustacés *Favreina* sp.), oncolites et débris de tests (LM 532').

13 *Dolomies finement cristallines à passées en très petits bancs* (10 m). Elles sont de teinte beige ou verdâtre et ne renferment pas d'allochems (LM 531).

14 *Dolomies grises à traces* (5 m). La surface supérieure de gros bancs à joints ondulés montre de très nombreuses chondrites, ainsi que des moules dolomitisés de Nérinées, visibles grâce à l'érosion de la roche par les embruns.

15 *Dolomies grises en gros bancs.* La pointe d'Alon est formée par des gros bancs de dolomies grises avec encore quelques passées de plaquettes jaunâtres.

Cette succession comporte, au-dessus d'un horizon de brèches à éléments noirs (*2*) une formation calcaire (*3* à*11*) caractérisée par des Foraminifères (*Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA, *Dictyoconus* sp.), des oncolites et des lits de grumeaux noirs, formation attribuable à la partie supérieure des calcaires blancs, dont l'âge exact, toujours controversé, est, peut-être berriasien. Les dolomies *13* à *15*, qui surmontent un horizon marno-bréchique (*12*), peuvent être rattachées au Valanginien et correspondraient alors aux marno-calcaires verdâtres des environs de Marseille.

2°) UNITE NORMALE CHEVAUCHANTE DE LA STE-BAUME.

Le Portlandien de la série normale chevauchante de la Ste-Baume présente la même succession que celle qui vient d'être décrite ; mais il n'existe pas de coupes complètes dans ce secteur du fait de sa structure compliquée.

a) Les *brèches à éléments noirs* ont été observées au Nord de Cuges, sur les pentes occidentales du vallon de Julie, en bordure de la piste de défense incendie (x=872,320 y=115,300). Elles sont dolomitisées et supportent des calcaires clairs fins alternant avec des dolomies. Au-dessus se placent des calcaires argileux verdâtres attribués au Valanginien. La puissance de l'ensemble ne dépasse pas 50 m.

b) Plus à l'Ouest, dans les pentes qui dominent l'ancienne abbaye de St-Pons, sur les calcaires kimmeridgiens reposent des dolomies massives très altérées (50 m) qui supportent à leur tour des calcaires blancs à lits de grumeaux noirs (LM 2885). Cette dernière formation affleure dans les falaises du "Trou du Vent" et peut être suivie vers l'Ouest jusque sous le rocher coté 402 formé par les calcaires fossilifères du Valanginien et de l'Hauterivien. La formation à grumeaux noirs (Portlandien ou Berriasien) supporte une puissante série dolomitique valanginienne (G. Guieu et C. Tempier, 1968) où l'on retrouve par places des bancs à traces et à Nérinées, analogues à ceux de la coupe de la pointe d'Alon.

c) Sur les crêtes de Bassan, au Nord-Est de Gémenos, la succession peut être observée entre les points cotés 637,7 et 685,5 (figure 91).

1 *Biomicrites à chailles affleurant sur la crête au Sud-Ouest de 637,7* (Kimmeridgien supérieur).

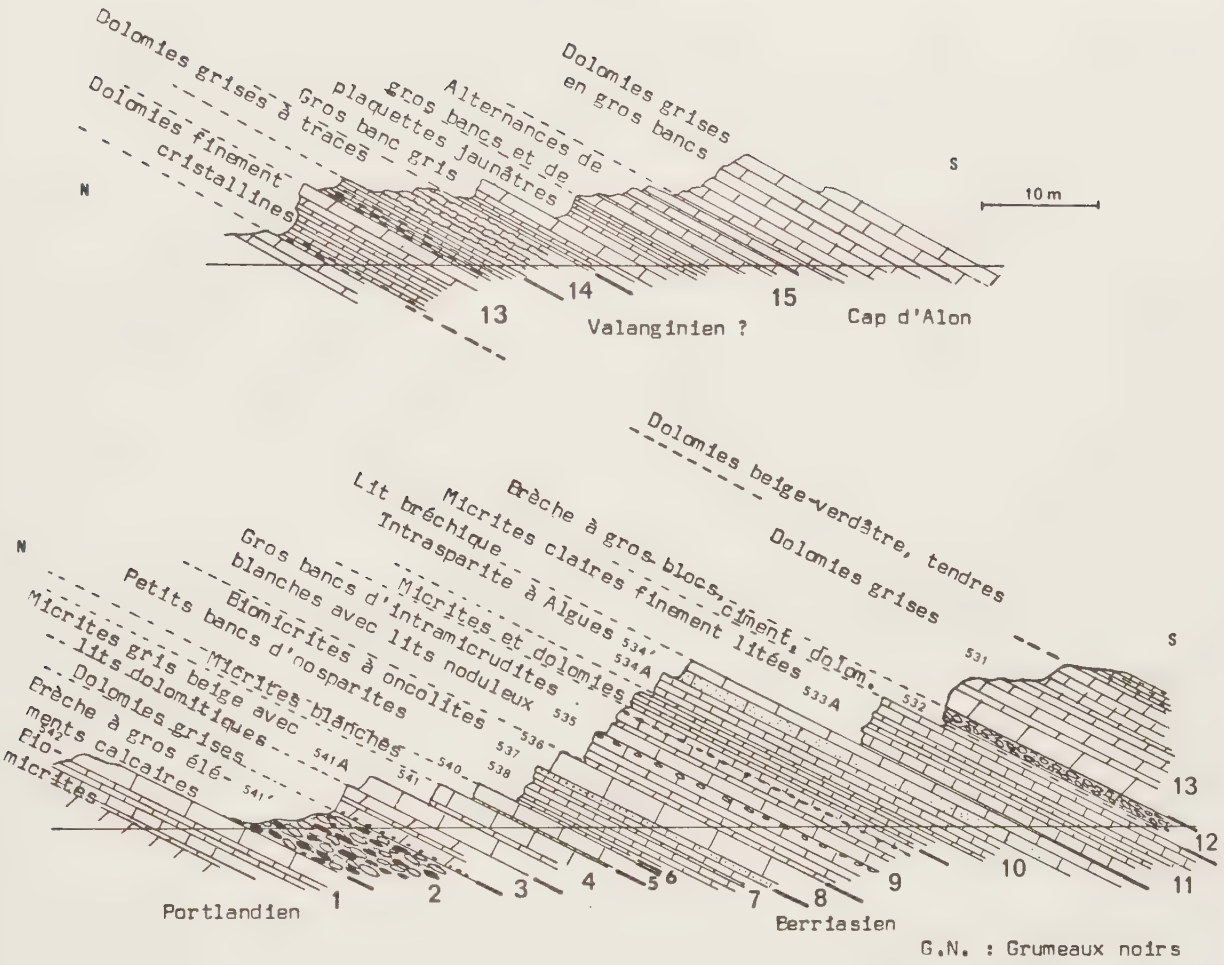


Figure 90 : Coupe des "calcaires blancs" en bordure de mer, à l'Ouest de Port d'Alon.

6 *Banc dolomitique à grumeaux noirs ne renfermant que quelques Ostracodes et des îlots de calcite largement cristallisée.*

7 *Petits bancs d'oosparite à intraclastes et Milioles* (LM 538).

8 *Biomicrite à oncolites.* La roche, très claire, à ciment fin, contient des oncolites plus foncés à bordure blanche (LM 537) et des Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp. et Milioles).

9 *Gros bancs d'intramicrudites blanches.* Ils affleurent dans le cap où se trouve un gros bloc isolé. Ils sont formés d'intramicrudites (LM 536) à oncolites, débris de tests et Foraminifères. De beaux exemplaires de *Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA ont été observés. Un banc (LM 535) d'intrasparite très recristallisée renferme des sections de Gastéropodes et des coprolithes de Crustacés.

10 *Alternances de bancs de micrite et de dolomies.* Vers le haut s'intercalent des lits à grumeaux noirs et des niveaux d'intrasparite à oncolites (534'), débris de Polypiers et Foraminifères : *Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA et *Verneuilinidae* (LM 534 A). Ce dernier banc forme une grande dalle sur le versant sud du cap.

11 *Petits bancs de micrite blanche.* (2m). Ils présentent souvent des structures en *laminae.* Les allochems sont rares : petits Foraminifères arénacés, *Pseudocyclamina* sp. et

1 *Dolomies grises massives*. Seule la partie supérieure affleure au fond du vallon. Plus à l'Ouest, dans le ravin des Encanaux, leur puissance ne semble pas dépasser 80 m.

2 *Pelmicrites en gros bancs* (9 m). La roche, recristallisée, est en partie dolomitique. Les allochems sont petits : Foraminifères et débris de Dasycladacées (LM 923).

3 *Micrites gris beige clair, en petits bancs* (8 m).

4 *Gros bancs séparés par un joint noduleux à grumeaux noirs*. A la base ce sont des intrasparites (924) surmontées par des micrites à très rares tests fins et *Globochaetes* sp. (LM 924').

5 *Intrasparites fines alternant avec des micrites*. Des gros bancs d'intrasparites (LM 925) renfermant quelques débris d'Echinides et des Foraminifères (*Cristellaria* sp.), sont séparés par des micrites dolomitiques en petits bancs.

6 *Micrites dolomitiques*. Le sentier situé à mi-pente suit une passée dolomitique grise finement cristalline. Au-dessus, des gros bancs plus durs sont formés de micrite dolomitiques à débris de Gastéropodes (LM 927).

7 *Banc de pelsparite blanche dolomitique*. A la base (LM 929) on observe des alternances millimétriques de pelsparites et d'intrasparites fines. Au-dessus, ce sont des pelsparites (LM 929') à débris de tests, très rares oolites et petits Foraminifères.

8 *Micrites dolomitiques claires en petits bancs* (15 m).

9 *Banc isolé d'intrasparite* (2 m). Les allochems sont formés par des intraclastes de micrite, des débris de Dasycladacées variées et par quelques Foraminifères (*Quinqueloculina* sp. et *Pseudocyclamina* sp.).

10 *Micrites dolomitiques claires en petits bancs* (16 m).

11 *Pelmicrite dolomitique à petites silicifications* (3 m).

12 *Micrites dolomitiques blanches en plaquettes* (14 m).

13 *Banc massif de teinte claire* (3 m). Il est formé par des petits lits d'intrasparite à débris de tests et Foraminifères, séparés par des niveaux micritiques (LM 933).

14 *Micrite dolomitique beige en plaquettes*. Cette dernière formation affleure sur la crête peu accidentée située vers la cote 430.

Les niveaux sus-jacents ne sont visibles que dans la partie amont du vallon des Encanaux, où des micrites claires supportent des calcaires noduleux verdâtres attribués au Valanginien.

Cette coupe ne montre qu'une partie du Portlandien. Ce qu'on en voit est constitué par des alternances de micrites dolomitiques en plaquettes affleurant mal et de gros bancs de pelsparites ou d'intrasparites fines dont les allochems sont très isométriques. Ces couches renferment quelques Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp., Miliolés et petites formes arénacées) et des débris de Dasycladacées qui indiquent *un dépôt à très faible profondeur*.

La succession est la même, plus à l'Est, dans le vallon de Castellette situé au Nord de l'Hôtellerie de la Ste-Baume.

2°) UNITE RENVERSEE DE LA HAUTE CHAINE.

Le Portlandien affleure largement sur le versant méridional de la crête de la Ste Baume. Au Nord-Ouest de Riboux, une coupe située à l'Ouest du vallon du puits de Brancaille permet d'observer du Sud au Nord et en succession inverse :

1 Les calcaires calloviens et kimmeridgiens très redressés (100 m) ;

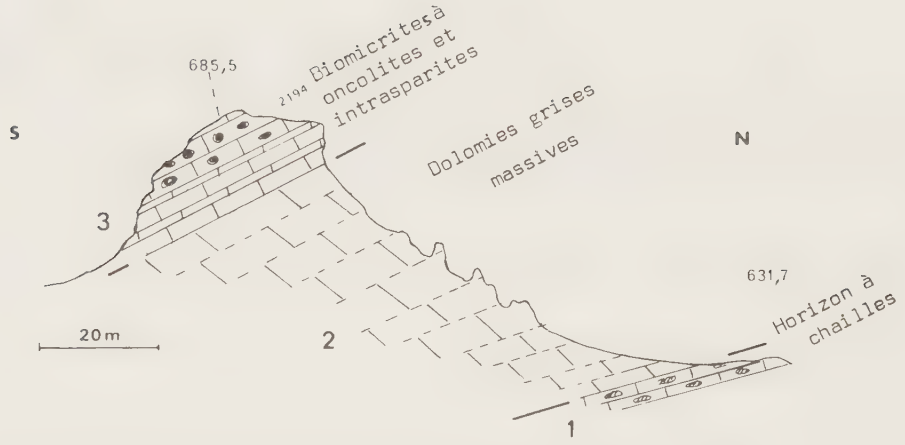


Figure 91 : Coupe du Portlandien de la crête de Bassan.

2 *Dolomies grises massives, très largement cristallisées* (50 m). Elles constituent le versant nord des grands rochers non cotés sur la carte, dominant la cote 643,4.

3 *Biomicrites à oncolites et intrasparudites en gros bancs à pendage sud, découpés par l'érosion en forme de fer à cheval sur le flanc du vallon de Seignor.* Les intrasparudites renferment (LM 2194) des oncolites, des débris de *Polygonella* sp. et des Foraminifères : *Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, des Trocholines et des Milioles. La puissance totale est de 10 m.

4 *Puissante série dolomitique attribuée comme plus au Sud au Valanginien* (G. Guieu, 1968).

3°) CONCLUSION.

Dans la zone méridionale, le complexe Portlandien - Berriasien est calcaire au Sud et comporte souvent des horizons bréchiques à éléments noirs. Dans la série normale de la structure de la Ste-Baume, des dolomies massives, attribuées au Portlandien apparaissent. Le Valanginien est le plus souvent dolomitique.

B - ZONE MEDIANE

Le Portlandien de cette zone comporte des formations calcaréo-dolomitiques fines, bien représentées dans la série autochtone de la Ste-Baume ainsi qu'aux environs de Marseille.

I - Unités de la Ste-Baume

1°) COUPE DE L'ANTICLINAL DE LA LARE.

Dans l'anticlinal de la Lare, le Portlandien (planche LXX), qui surmonte des dolomies kimmeridgiennes, est surtout calcaréo-dolomitique. Une coupe a été levée au Sud-Ouest de St Zacharie, dans le vallon d'Encauron, à l'Est du point coté 297,2 (x=870,320 y=123,860).

769,9 etc...) et passant très localement à des micrites azoïques (point coté 824,0).

6 *Formation calcaire (80 m) affleurant seulement plus à l'Est, au-dessus de la ferme de Vigne-Groussière* (Nord-Ouest de Méounes).

7 *Calcaires noduleux verdâtres et intrasparites blanches* (point coté 757,5), attribuables au Valanginien.

A l'exception des dolomies de base, ces divers niveaux semblent tous se rapporter au Portlandien - Berriasien. Les calcaires terminaux affleurent au bord du sentier qui monte de la source de Foncoulette au puits de l'Eouvière, au-dessus de la cote 650. Ils sont formés d'oosparites recristallisées (LM 909), surmontées par des intrasparites (LM 910) renfermant de nombreux Foraminifères : *Verneuilinidae, Pseudocyclamina* sp., *Pfenderina* sp., *Nautiloculina* sp., Miliolés et Trocholines, ainsi que des débris de Dasycladacées. Ces couches sont surmontées par des calcaires noduleux jaunes ou verdâtres (7) et des intrasparites à Miliolés, *Nautiloculina* sp., *Dictyoconus* sp. et Trocholines, qui se rapportent au Valanginien et forment la petite butte cotée 757,5 située à 500 m au Sud du puits de l'Eouvière.

Les mêmes couches calcaires existent également plus au Nord, au débouché du vallon de Valescure.

II - Unités des environs de Marseille et bordure sud du synclinal de l'Arc

L'étude des formations portlandiennes des environs de Marseille n'a pas été effectuée, car celles-ci ont fait l'objet de plusieurs travaux récents. En général (G. Guieu, 1966) la partie inférieure de l'étage est dolomitique, tandis que la partie supérieure est formée par des calcaires renfermant souvent une riche microfaune. Ces derniers sont surmontés par des couches calcaréo-noduleuses verdâtres attribuées au Valanginien inférieur. La succession classique du massif de Marseilleveyre a été étudiée par D. Guieu (1963).

Dans l'unité de l'Etoile, au Nord de Marseille, le Portlandien, le plus souvent entièrement dolomitique, a été décrit par G. Guieu (1966 b, 1968) qui a distingué trois formations au-dessus des biomicrites à chailles du Kimmeridgien supérieur.

1 *Dolomies pulvérulentes sombres* (80 m). **Elles sont très altérées et renferment souvent vers la base des lentilles de brèches monogéniques à très gros éléments, et plus haut des horizons à gros galets sombres de même nature que la roche encaissante.**

2 *Dolomies à stratifications entrecroisées et calcarénites dolomitiques en gros bancs formant les reliefs ruiniformes qui dominent Notre Dame des Anges* (100 m).

3 *Dolomies bien stratifiées* (30 m). **Des lits microbréchiques à grumeaux noirs alternent avec des bancs à grain très fin, parfois varvés, ou des couches massives de dolomies grises.**

Les niveaux *1* et *2* peuvent se rattacher par leur position au Portlandien ; *3* semble correspondre à la partie supérieure des calcaires blancs de Marseilleveyre et donc appartenir au Berriasien et au Valanginien. Les dolomies de la partie occidentale du massif (La Grande Etoile) sont attribuées au Valanginien et à l'Hauterivien.

Plus à l'Est, des couches calcaires analogues à celles de la Lare sont visibles dans la structure anticlinale du Regaignas située au Sud de Fuveau. Une coupe de la partie supérieure des "calcaires blancs" a été levée dans le vallon de l'Homme Mort en bordure de la D 45 E. Cette succession a déjà été décrite par R. Flicoteaux (1960) et G. Guieu (1968).

1 *Dolomies grises en petits bancs.* **Elles affleurent au bord de la route, jusqu'à la cote 365 où une petite faille les met en contact avec les calcaires.**

2 Un horizon dolomitique à chailles (Kimmeridgien supérieur) visible près du point coté 767,4 (10 m) ;

3 Des intrasparites blanches fines (60 m) renfermant (LM 2196) des oolites, des débris d'Algues, de Polypiers et de tests fibreux, ainsi que des oncolites et des Foraminifères (*Lituolidae*, Milioles) ; cette formation peut représenter la base du Portlandien ;

4 Des dolomies grises (150 m) bien stratifiées (Portlandien) ;

5 Une formation calcaire (micrites, pelmicrites à coprolithes) souvent dolomitisée à la base (50 à 80 m), pouvant se rapporter au Berriasien ;

6 Des calcaires noduleux verdâtres (Valanginien).

Cette coupe montre des faciès très semblables à ceux de la Lare, mais avec un plus grand développement des dolomies.

3°) PLATEAUX D'AGNIS.

Les puissantes formations dolomitiques des plateaux d'Agnis, au Nord-Est de Signes, qui font partie de la série normale chevauchante de Mazaugues, ne montrent pas de lentilles calcaires sauf au sommet. Les meilleures coupes sont situées au Nord-Est de Signes dans les vallons de Vaucrette et d'Agnis ; mais la succession est hachée par de nombreuses failles dont il est difficile d'évaluer le rejet. Les distinctions possibles sont uniquement d'ordre morphologique (figure 92).

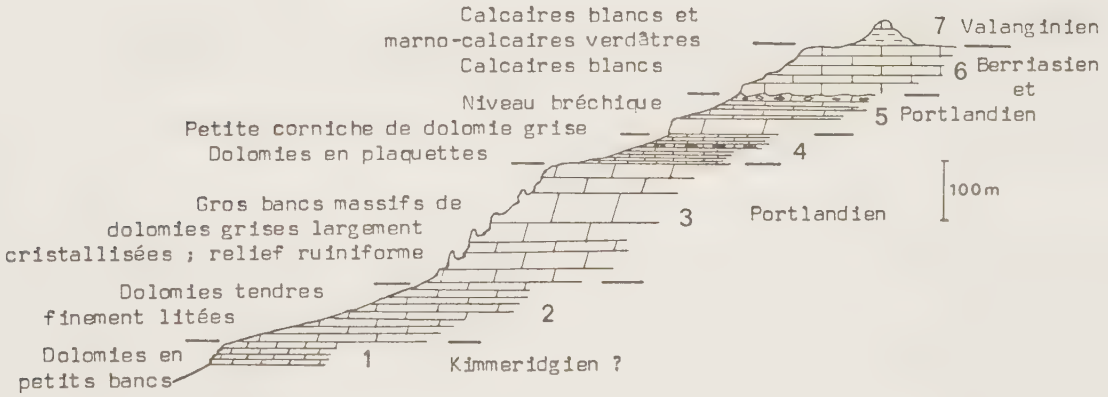


Figure 92 : Coupe très schématique des formations dolomitiques du plateau d'Agnis.

1 *Dolomies résistantes, en petits bancs, affleurant seulement au débouché de la gorge de Vaucrette dans la plaine* (30 m).

2 *Dolomies tendres, en petits bancs* (60 m). Elles sont souvent finement litées avec des fines couches claires et sombres (fantômes de *laminae* ou d'*algal-mat*).

3 *Gros bancs massifs à morphologie ruiniforme de calcaires dolomitiques gris, largement cristallisés* (100 m).

4 *Dolomies grises en plaquettes (50 m) renfermant parfois des chailles et formant des pentes adoucies* (sous les cotes 780,4 et 737,8).

5 *Dolomies grises (20 m) formant une petite falaise caractéristique (cotes 776,4, 764,2,*

inférieure des "calcaires blancs", de faciès construits à Polypiers. Elle s'étend (C. Tempier, 1966 a) depuis les environs d'Aix, jusqu'au Nord de Nice. *Les assises calcaires dépassent 500 m de puissance*, aussi ne peut-il être question de donner une description complète des microfaciès qui varient très rapidement, aussi bien verticalement que latéralement. Nous décrirons les faciès et leurs relations mutuelles dans trois secteurs : la montagne Ste-Victoire, la partie médiane des gorges du Verdon (Rougon) et les environs du col de Ferrier, au Nord de Grasse.

I - Les "calcaires blancs" de la Montagne Ste-Victoire

La crête de la montagne Ste-Victoire est presque entièrement formée par de puissantes formations calcaires blanches s'étendant également plus à l'Est dans les plateaux de Pourrières. Les points d'observation sont reportés sur une carte, regroupés avec les diverses coupes sur la planche LXXI qui donne ainsi un profil transversal de l'unité récifale. L'âge de ces formations, qui sera discuté plus loin, est portlandien, et pour la partie supérieure, berriasien.

1°) COUPE DU PIC DES MOUCHES.

Les "calcaires blancs" affleurent dans les falaises entre le Pic des Mouches (point coté 1010,6) et la ferme St-Ser, le long du tracé rouge. Les couches sont verticales ou légèrement déversées vers le Sud.

1 *Dolomies grises*. Au Nord du signal affleurent des dolomies grises massives très altérées (20 m) qui surmontent les micrites terminales du Kimmeridgien à petites Huîtres (point coté 968,3).

2 *Biolithites dolomitiques à Polypiers* (20 m). A quelques mètres sous le sommet, sur le versant sud, des petits massifs de Madrépores sont inclus dans des calcaires dolomitiques clairs (éch. 264). Ces formations construites sont également visibles sur la crête, plus à l'Ouest (point coté 932,6).

3 *Séquences intrasparites - micrites - concrétionnements algaux* (200 m). Les grandes falaises qui forment le versant sud du Pic des Mouches sont constituées par des calcaires massifs presque dépourvus de joints, disposés en grandes lentilles visibles sur les photographies aériennes. Ces couches sont formées par une suite de séquences décimétriques à trois termes : intrasparite - micrite - micrite concrétionnée d'origine algale.

A la partie inférieure, près de la cote 932,6, chaque séquence a une épaisseur de 15 à 25 cm et débute par des intrasparudites (265) granoclassées à gros intraclastes de micrite (probablement des lumps) à Algues (Codiacées, *Cayeuxia* sp.), et à débris de tests et de Polypiers.

Plus haut dans la série, les séquences sont plus minces (10 cm) et comportent de bas en haut (échantillon 267, figure 93) :

- intrasparite granoclassée légèrement dolomitisée renfermant des intraclastes de micrite, des Algues (*Cayeuxia* sp.), des fragments de calcaire concrétionné de type stromatolitique, quelques oolites et des Foraminifères (Trocholines, *Lituolidae*) ;

- micrite très fine à rares tests fins (4 cm) ;

- niveau concrétionné montrant en lame mince des lits alternativement clairs et sombres de type stromatolitique (2 cm).

Les niveaux micritiques et calcarénitiques présentent quelquefois des fentes remplies de micrite ou de pelmicrite, pouvant résulter de phénomènes de dessication pendant des émersions temporaires.

2 *Bancs de base.* Un banc de micrite blanche est surmonté par des micrites à traces de remaniements (intramicrites) renfermant des oncolites, des oolites et des débris de *Clypeina* sp. (LM 2232) ; un lit à grumeaux noirs (LM 2233) se place à la base d'un gros banc de même faciès renfermant quelques petites silicifications.

3 *Intrasparites à litages obliques* (1,50 m). Elles surmontent des plaquettes de micrites grises et renferment (LM 2235) des intraclastes de micrites, des pellets et de rares Foraminifères (Trocholines).

4 *Micrites et oosparites en petits bancs* (3 m). Les micrites blanches passent vers le haut à des oosparites fines très recristallisées.

5 *Micrites à niveaux finement lités* (3 m). Elles surmontent une passée dolomitique. A la partie supérieure, des couches finement litées sont formées d'alternances de pelsparites très fines, isométriques, à rares oolites et *Favreina* sp. (LM 2243), et d'intrasparites contenant par places des grands intraclastes minces et plats (LM 2244) pouvant marquer des restes de croûtes de dessication de *type tidal flat pebbles.*

6 *Oosparites à litages obliques et micrites.* Cette formation est visible dans une petite carrière située dans un virage (à 60 m au Sud d'un réservoir). Les oosparites montrent des litages obliques qui sont formés par des alternances de passées plus fines et plus grossières (LM 2245).

7 *Micrites et intrasparites fines en gros bancs* (5 m). Les Dasycladacées, les Clypéines (LM 2247) ainsi que *Favreina* sp. (LM 2249) sont fréquents.

8 *Bancs finement lités* (2 m). Ils affleurent au Sud d'un bassin (réservoir) et sont formés par des alternances millimétriques de micrite "tachetée" et de pelsparites recristallisées (LM 2251).

9 *Gros bancs d'oosparites séparés par des lits dolomitiques* (20 m). Cette formation n'affleure que sur l'autre rive du vallon, où elle forme des petites falaises. Les gros bancs d'oosparites fines (LM 2254), renfermant *Clypeina* sp. et des Foraminifères (*Lituolidae*, Milioles), sont séparés par des lits dolomitiques ou noduleux avec parfois des grumeaux noirs.

Au-dessus, les affleurements étant mauvais, la suite de la coupe n'a pas été étudiée ; ce sont des alternances de micrites et d'intrasparites fines.

R. Flicoteaux (1960) signale dans les niveaux 2 et 3 *Clypeina jurassica* FAVRE et RICHARD, et dans la formation supérieure à 9 *Macroporella pygmea* (GUMBEL), *Cayeuxia kurdistanensis* (ELLIOTT), *Cayeuxia friae* (FROLLO), *Actinoporella* sp., *Salpingoporella annulata* CARROZZI.

III - Conclusion

La zone médiane est caractérisée par des formations calcaréo-dolomitiques assez puissantes, où dominent les micrites, les pelsparites et intrasparites fines, coupées de lits noduleux à grumeaux noirs. Les structures (petits litages obliques) et la présence d'oosparites fines marque l'action de courants. Les niveaux à croûtes de dessication, les bancs finement lités et la microflore de Dasycladacées et Clypéines, indiquent un milieu de dépôt à très faible profondeur, probablement dans les zones intertidales.

Ces faciès ont été retrouvés plus à l'Est dans les formations dolomitiques du synclinal du Val à 3 km à l'Est de Bras, au carrefour de la D 28 et de la D 35 ; mais plus loin, les dépôts portlandiens n'existent plus, la bauxite reposant directement sur les dolomies bathoniennes ou calloviennes.

C - UNITE RECIFALE

L'unité récifale (figure 79) est caractérisée par l'existence, dans la partie

10 *Micrites à lits de grumeaux noirs*. Au Sud du carrefour du chemin de Pallières, la succession est coupée par plusieurs failles. Deux lits de grumeaux noirs sont visibles dans un ravin, à l'Ouest du point coté 375,7.

11 *Micrites blanches en gros bancs*. Cette formation, dont l'épaisseur est difficile à préciser à cause du passage de plusieurs failles, est visible dans une petite carrière abandonnée située dans le dernier virage, au débouché des gorges.

12 *Biomicrites à Algues avec lits marneux et ligniteux* (10 m). Cette formation terminale affleure dans une petite carrière située à une vingtaine de mètres à l'Ouest du point coté 336,6. Elle a été levée de façon plus détaillée (figure 94).

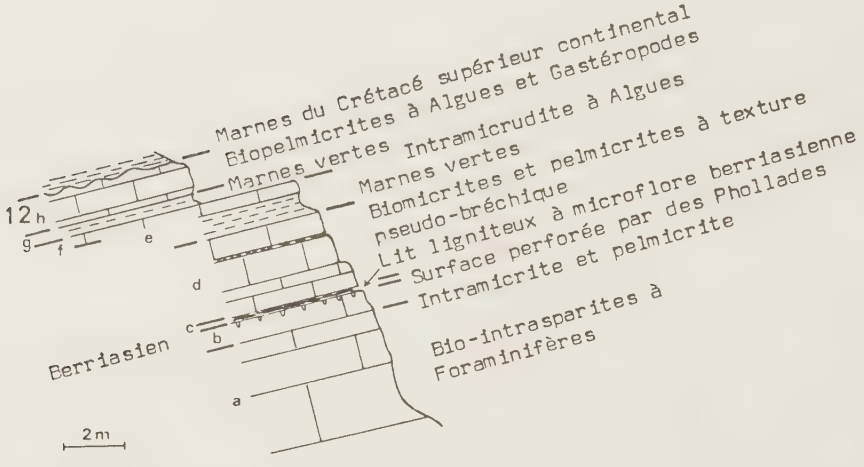


Figure 94 : Coupe du sommet (niveau 12) des calcaires blancs au Nord de Pourrières.

12a *Bio-intrasparites à Foraminifères, en gros bancs* (4 m). Les allochems sont mal triés : intraclastes micritiques, débris d'Algues cf. *Polygonella*, Foraminifères (formes aréna-cées, Milioles, Trocholines, *Nautiloculina* sp.).

12b *Banc d'intramicrite et de pelmicrite* (0,75 m). Les intraclastes sont assez gros, mais à bord flou ; ils sont accompagnés d'Algues (*Cayeuxia* sp.), de débris de tests et de Foraminifères : *Pfenderina* sp., gros *Lituolidae* et *Quinqueloculina* sp.. Le sommet du banc montre des perforations de Phollades remplies d'intrasparite fine (LM 2084), avec parfois le test de l'animal encore en place.

12c *Lit ligniteux* (5 cm). Il est formé par des marnes verdâtres avec de très nombreux débris charbonneux. L'analyse palynologique (J. Médus, 1970) indique la présence de zones boisées à faible distance et donne un âge berriasien supérieur.

12d *Biomicrites et pelmicrites à texture pseudo-bréchique* (3 m). Ces couches renferment de gros oncolites de Codiacées, des tests recristallisés et des Foraminifères parmi lesquels de grosses Trocholines et des Milioles (LM 2043).

12e *Marnes vertes azoïques* (0,80 m)

12f *Intramicrudites à Algues* (0,40 m). Les intraclastes sont de taille variée et on observe toujours des Algues et les mêmes Foraminifères.

12g *Marnes vertes azoïques* (0,30 m).

12h *Biopelmicrites jaunâtres à nodules d'Algues et à Gastéropodes* (1,50 m). Des petits

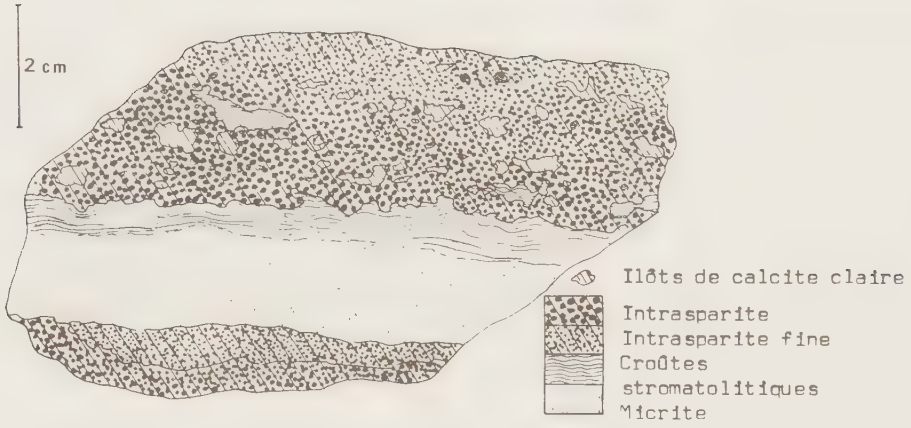


Figure 93 : Détail d'une séquence élémentaire dans le Portlandien de la coupe du Pic des Mouches (éch. 267).

Vers le sommet de la formation, les micrites prennent de plus en plus d'importance par rapport aux autres termes.

4 *Micrites et intrasparites bien stratifiées* (90 m). Juste au-dessus de la chapelle St-Ser, apparaissent des gros bancs de micrites ou d'intrasparites fines, séparés par des niveaux dolomitiques en plaquettes. La formation *4* est ici peu épaisse, car elle a été localement érodée avant le dépôt du Crétacé supérieur qui affleure à partir du point coté 520,6, au-dessus d'une discordance.

2°) COUPE DE POURRIERES.

Les "calcaires blancs" affleurent entre le Puits-de-Rians et Pourrières, en bordure de la D 23, mais seules les formations supérieures sont bien visibles (planche LXXI).

Les horizons de base ont été observés sur les plateaux, au Sud-Ouest du Puits-de Rians (niveaux à Madréporaires), ainsi que le long d'une piste récente sur le versant nord de la colline du Pain-de-Munition (intrasparudites granoclassées).

Levées au bord de la route, les formations supérieures, qui correspondent au niveau *4* du Pic des Mouches et aux couches plus récentes, dépassent 250 m de puissance.

3 *Intrasparites et micrites.* Les bancs massifs formés de petites séquences intrasparite - micrite sont visibles entre les points cotés 458,9 et 430,9.

4 *Gros bancs formés d'intrasparites et de micrites.* Au-dessus d'un lit à grands tests fibreux, on retrouve des petites séquences intrasparite - micrite, mais plus irrégulières et qui forment des gros bancs séparés par des plaquettes dolomitiques.

5 *Gros bancs d'intrasparites.* Ils affleurent dans le tronçon de route orienté Nord-Sud, au Nord de 401,6.

6 *Formation de calcaires blancs à joints noduleux.* Au-dessus d'une surface corrodée et ferrugineuse, apparaissent des gros bancs d'intrasparites séparés par des joints noduleux, avec plusieurs niveaux à gros intraclastes plats rappelant les *tidal-flat pebbles*, indices d'émersions temporaires. Au sommet, les bancs sont très massifs.

7 *Bancs dolomitiques gris verdâtre.*

8 *Niveaux à grumeaux noirs.* Des petits bancs de micrites ou d'intrasparites fines débutent par des lits de grumeaux noirs, sans traces de marnes vertes. Au sommet, un banc de micrite à *bird-eyes* renferme de très nombreuses Nérinées.

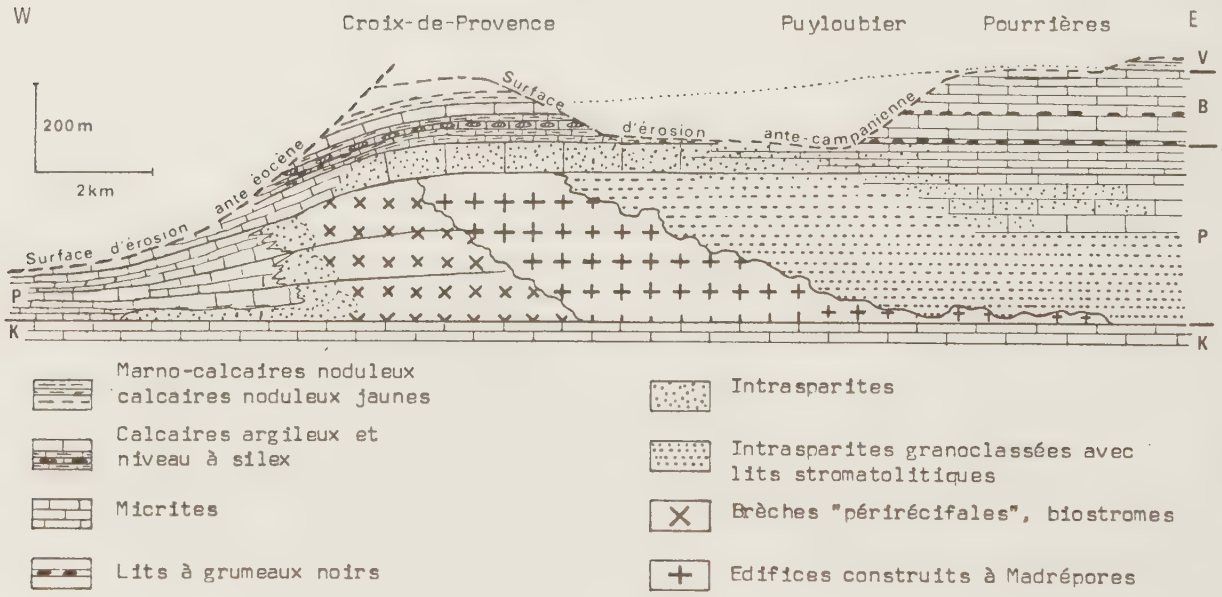
9 *Gros bancs de micrite blanche avec rares passées dolomitiques.*

5°) ANTICLINAL DE BIMONT.

Les "calcaires blancs" n'existent pas dans l'anticlinal autochtone de Bimont, où les formations portlandiennes sont peu épaisses. Dans le flanc sud (Les Costes Chaudes), des dolomies grises (50 m) supportent des micrites et pelmicrites claires peu épaisses (30 m) à Calpionelles (LM 2006), surmontées en discordance par les brèches éocènes. Dans le flanc nord, sur les micrites kimmeridgiennes reposent des intrasparites à chailles (40 m) formant la crête cotée 532,5 et des calcaires gris très dolomitisés et disloqués affleurant au Nord de cette colline.

6°) SECTEURS VOISINS.

Les formations construites affleurent largement sur les plateaux, au Nord du Puits de Rians, mais on ne trouve plus que des blocs isolés (vallon de Bouteille). Toutefois un affleurement intéressant a été dégagé lors des travaux de construction d'une piste par les



V : Valanginien, B : Berriasien, P : Portlandien, K : Kimmeridgien.

Figure 95 : Schéma des formations calcaires du Portlandien et du Berriasien de la montagne Sainte-Victoire.

•Les formations récifales sont localisées dans l'unité renversée de la haute chaîne (Croix-de-Provence) qui est poussée vers le Sud sur le pli de Bimont où le Portlandien est déjà en partie pélagique. Il n'est donc pas certain que la "barrière récifale" se prolongeait vers le Sud-Ouest sous les formations crétacées du bassin de l'Arc.

grains de quartz apparaissent dans une biopelmicrite à gros oncolites recristallisés (LM 2048) et à Foraminifères (*Pseudocyclamina* sp., grosses Trocholines et Milioles).

Au-dessus viennent les marnes du Crétacé supérieur continental.

Cette dernière coupe montre la succession complète des assises supérieures stratifiée à grumeaux noirs, en grande partie d'âge berriasien.

3°) CRETE DE STE-VICTOIRE A L'EST DE LA CROIX-DE-PROVENCE.

Entre le Pic-des-Mouches et la Croix-de-Provence (planche LXXI), les édifices construits à Madréporaires envahissent progressivement toute la partie inférieure massive des calcaires, mais les affleurements ne permettent pas d'examiner le détail de ces formations. Au Sud-Est du signal 969,0, l'ensemble massif (*1*) est surmonté par des barres massives d'intrasparudites (puissance totale 60 m), puis par un niveau de plaquettes dolomitiques (*3*) affleurant sur une vire située sous la falaise du signal. Un dernier banc (*4*) renfermant de gros Lamellibranches est directement suivi par les calcaires argileux à silex (*5*), attribués au Berriasien (G. Corroy, 1957). Ces derniers, en succession inverse, constituent un antiforme dont la charnière apparaît dans la falaise (feuille Aix en Provence, 1/50.000, 2° éd.).

4°) EXTREMITE OCCIDENTALE DE STE-VICTOIRE.

Aux environs de la Croix-de-Provence, les massifs construits de grande taille deviennent plus rares et sont remplacés par des brèches à gros blocs de biolithite remaniée. La descente vers le refuge Cézanne (Le-Trou) à partir du point coté 870,0 permet d'observer les assises supérieures. La falaise terminale, très massive, est formée par des brèches à blocs de Madrépores remaniés et gros Lamellibranches (*Diceras ?*) provenant de la destruction de massifs construits. Au-dessous, en succession inverse, des bancs très épais (15 à 20 m) sont formés de biostromes dans lesquels les Polypiers deviennent très rares, et où au contraire l'essentiel de la roche est constitué de valves de *Diceras* et de Nérinées. Des joints renferment quelques grumeaux noirs. La puissance totale des "calcaires blancs" ne dépasse pas 350 m.

Le dernier banc de biostrome surmonte, toujours en succession inverse, des calcaires argileux gris en petits bancs montrant plusieurs intercalations à silex (50 m). Ces couches ont fourni (G. Corroy, 1957, p.14) *Protacanthodiscus paramimouna* MAZENOT et *P. isaris* POMEL d'âge berriasien. Elles sont ployées en un antiforme au coeur duquel apparaît une barre massive de calcaire gris et des calcaires noduleux jaunes à Térébratules et *Exogyra* cf. *couloni*. Nous ne décrirons pas ici la structure très complexe de ce secteur qui n'avait pas été vue par les auteurs antérieurs.

Dans cette coupe, les formations à Madréporaires sont directement surmontées par les couches marno-calcaires fossilifères du Berriasien. Il est donc probable que les assises bien stratifiées à grumeaux noirs et lits noduleux de la coupe de Pourrières (niveaux *5* à *12*) qui n'existent pas sous la Croix-de-Provence, correspondent à ces couches berriasiennes. Le passage latéral n'est pas visible, car ces formations ont été érodées avant le dépôt du Crétacé supérieur, entre St-Antonin et Puyloubier. Cette équivalence, pressentie par L. Collot (1880), est confirmée par l'étude palynologique de l'horizon ligniteux *12c* de la coupe de Pourrières qui se rattache au Berriasien supérieur.

2 *Ensemble massif inférieur.* Il débute par des intrasparites fines, supportant des gros bancs très recristallisés. A plusieurs niveaux des lentilles de calcarénites crayeuses en petits bancs, plus fortement érodées, forment des "baumes". Les Polypiers sont rares.

3 *Ensemble massif à Polypiers.* Cette formation est divisée en deux parties par un joint. Elle constitue les grandes falaises du couloir Samson. Ce sont des biolithites très recristallisées et vacuolaires (les géodes de calcite sont fréquentes). Les colonies de Madréporaires sont rarement visibles dans les tunnels ; elles ont été observées en place plus au Sud, en bordure de la route D 71 à la sortie Sud du tunnel du Pilon du Fayet (*op. cit.*, p.132-133). Dans le dernier tunnel du sentier Martel, à environ 50 m de la sortie, les calcaires renferment une lentille de marnes ligniteuses noires qui a été analysée du point de vue palynologique : la microflore est d'âge berriasien et peu différente de celle rencontrée à Pourrières (J. Médus, 1970). Elle indique la présence de zones très boisées à faible distance (spores lourdes). Cette intercalation permet d'affirmer la présence de zones émergées à l'intérieur même de l'unité récifale.

Les couches sont interrompues par une petite faille Est-Ouest qui passe près de la source du Merlet. Les formations supérieures ont été levées à l'extrémité orientale de la falaise du Point Sublime au Sud de Rougon.

4 *Biostromes et intrasparudites crayeuses.* Ces couches sont entaillées par la tranchée du "parking" du couloir Samson. Elles présentent des structures complexes où des calcirudites granoclassées (LM 2182) à gros intraclastes de micrite souvent déformés ou en massue (*lumps, grapestones*), Algues calcaires abondantes (Codiacées, *Cayeuxia* sp., formes rappelant *Lithothamnium*), débris de Dasycladacées, tests recristallisés (Gastéropodes), grosses Trocholines, alternent avec des passées de biostromes qui montrent des Madrépores isolés, des grands tests fibreux (Lamellibranches) et des Stromatopores cimentés par une intrasparite fine également crayeuse (LM 2180). Les passées fines renferment les mêmes allochems.

L'ensemble, qui montre des *graded-beddings* et des litages obliques, est schématisé sur la figure 96 (en partie d'après J.J. Blanc et C. Tempier, 1963). Ce faciès correspond à un milieu agité, à faible profondeur.

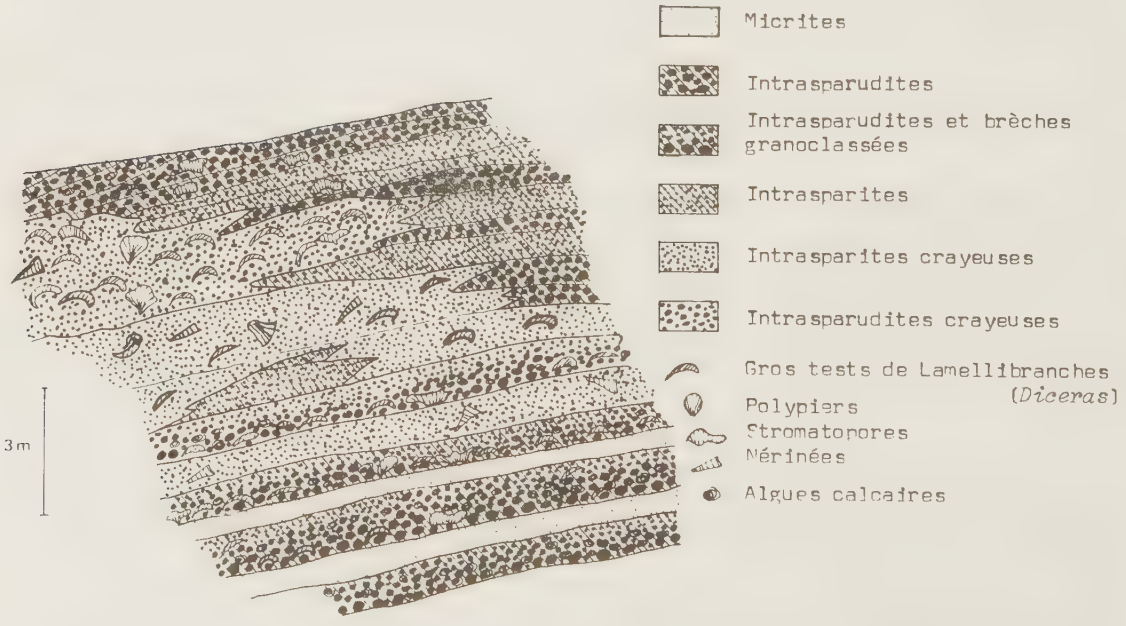


Figure 96 : Détail des biostromes et intrasparudites crayeuses dans la tranchée du parking du Couloir Samson.

Eaux et Forêts, dans les bois de la Gardiole, au point de coordonnées x=872,300 y=146,720. Une paroi de quelques mètres de hauteur permet d'observer de grandes colonies de Madrépores en place, dont la hauteur atteint 2,50 m et la largeur 1,50 m. Elles sont entourées par des micrites renfermant des petites formes "en champignon" (0,20 m) et des tests de Lamellibranches. La très forte fracturation du calcaire ne permet pas d'observer les contacts avec les colonies voisines. Il est cependant probable que les micrites remplissent les vides originels de l'édifice construit, vides qui peuvent représenter jusqu'à 60 % du volume total dans les récifs actuels.

7°) CONCLUSION.

L'étude des environs de la Montagne Ste-Victoire permet de donner un schéma de l'unité récifale : sur la bordure méridionale sont localisées des intrasparites renfermant des lits concrétionnés (Pourrières, Pic des Mouches) ; les horizons construits à Madrépores apparaissent à la base au Sud, puis envahissent progressivement la formation. Plus au Nord, les édifices construits sont suivis par des brèches périrécifales à gros éléments (biostromes). La partie supérieure bien stratifiée des "calcaires blancs", d'âge berriasien, passe au Nord à des formations calcaréo-marneuses à Ammonites ; ces variations sont schématisées sur la figure 95 qui constitue une coupe oblique de l'unité récifale, orientée ici ENE-WSW.

II - Les calcaires blancs de la partie centrale des gorges du Verdon

Les "calcaires blancs" de la région du Verdon ont fait l'objet d'une description très complète (J.J. Blanc et C. Tempier, 1963) qui ne sera pas reprise. Nous donnerons seulement le lever de la coupe du Point Sublime au Sud de Rougon ainsi qu'un schéma des variations qui affectent les formations en direction du Nord-Ouest (Serre de Montdenier).

1°) COUPE DES CALCAIRES BLANCS AU SUD DE ROUGON.

Dans les gorges du Verdon, les "calcaires blancs" peuvent être subdivisés comme dans le massif de Ste-Victoire en deux ensembles : une formation inférieure très massive et des couches supérieures bien stratifiées montrant des lits marno-noduleux à grumeaux noirs. Une succession complète est visible au Sud de Rougon, dans les parois des gorges, qui sont d'un accès très difficile.

L'ensemble massif inférieur (planche LXXII) a été levé dans les tunnels empruntés par le sentier Martel, dans le "couloir Samson". Les observations sont rendues difficiles par les enduits poussiéreux qui tapissent les parois, et par la recristallisation de la roche.

1 *Pelsparites en petits bancs.* Ces couches surmontent les micrites kimmeridgiennes et renferment des chailles et quelques Brachiopodes (Térébratules) ; elles affleurent à la sortie sud des tunnels (x=926,260 y =172,610) ; leur puissance est d'environ 20 m.

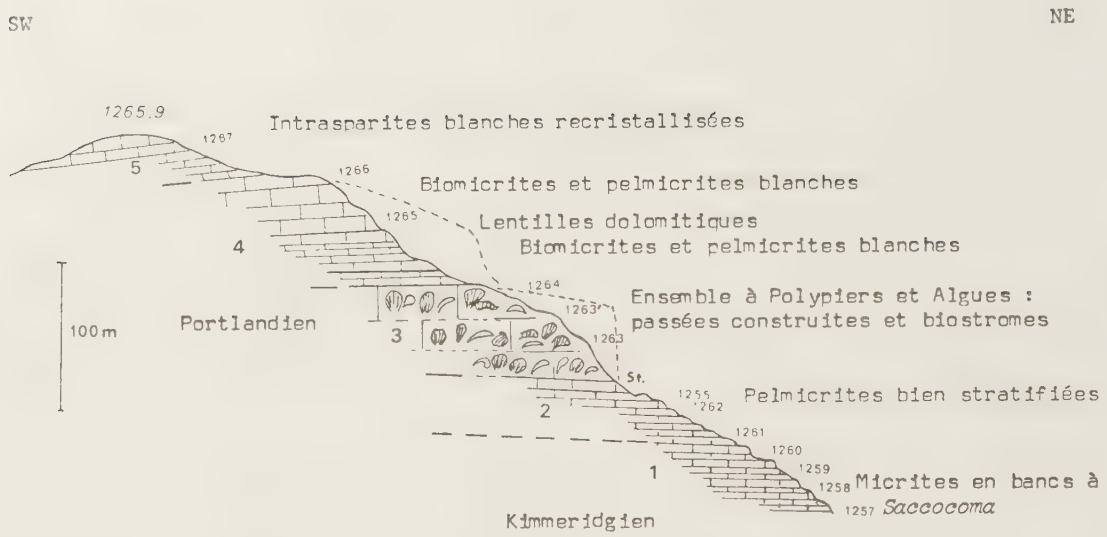


Figure 97 : Coupe du Portlandien au Nord de Chateauneuf-les-Moustiers.

En direction du Nord, dans la forêt de la Faille, la puissance diminue rapidement et sous le point coté 1365,5 quelques lentilles discontinues passent latéralement à des pelmicrites litées.

4 *Biomicrites et pelmicrites blanches* (40 m). Les bancs qui affleurent entre les deux falaises sont formés de biomicrites et biopelmicrites (LM 1264 et 1265) à débris de tests, spicules, oncolites, rares Calpionelles et Foraminifères (*Nubecularia* sp., Milioles, *Spirillina* sp.).

5 *Intrasparites blanches recristallisées.* La crête portant le point coté 1265,9 est formée d'intrasparites blanches (LM 1267) à débris d'Algues et à *Cladocoropsis* sp. Elles sont surmontées par des bancs plus durs, de même faciès, renfermant des débris de tests et de Bryozoaires.

6 *Micrites et pelmicrites en plaquettes.* Les couches plus récentes affleurent seulement vers le Nord-Ouest, sur la crête de Montdenier. Ce sont des micrites en plaquettes, à traces d'Ammonites rappelant les couches berriasiennes.

Cette coupe montre la disparition en biseau vers le Nord des formations massives à Polypiers et leur passage à des micrites qui renferment encore des oncolites et des débris d'Algues. Il semble que ces couches, qui renferment quelques Calpionelles, soient directement surmontées par le Berriasien, très étendu dans la partie méridionale du Serre de Montdenier. Mais de nouvelles recherches d'Ammonites seraient nécessaires afin de préciser la stratigraphie de ce secteur.

3°) COUPE DE CAREJUAN.

A 4 km à l'Est de Rougon, les "calcaires blancs" forment les grandes falaises de la cluse de Carejuan (barre de l'Aigle). La base de la série est fortement dolomitisée. Plus haut, se développent des intrasparites et des micrites en gros bancs, mais les formations construites ne semblent plus exister. Toutefois des petites lentilles à Polypiers ont été observées dans les derniers bancs, près du pont de Carejuan, dans la tranchée de la route D 17, à environ 15 m sous les couches berriasiennes. Des faciès construits existent donc ici à un niveau stratigraphique qui semble plus élevé.

5 *Intrasparites et intrasparudites massives.* De gros bancs massifs présentent des faciès très semblables à ceux du niveau 4, mais leur observation détaillée n'est pas possible (40 m).

6 *Intrasparites fines bien stratifiées* (40 m). Les intrasparites sans traces de granoclassement alternent avec des micrites. Ces dernières prennent de l'importance vers le haut.

7 *Micrites à lits noduleux* (20 m). Au-dessus d'un banc de marnes vertes à nodules calcaires (micrite), se développe un horizon de micrites beige foncé concrétionnées (lits clairs et sombres parallèles à la stratification) qui sont assimilés à des restes organiques de type stromatolitiques (2185). En lame mince, on n'observe pas de texture algale, mais seulement des couches micritiques claires et sombres souvent séparées par des lits de calcite claire. Ces derniers prennent par places l'aspect de *bird-eyes*. Ces "calcaires microzonés" sont très communs dans les horizons supérieurs des calcaires blancs des gorges du Verdon et sont le plus souvent associés aux lits marno-noduleux. Au-dessus les gros bancs sont formés de micrites blanches à Gastéropodes, débris de Dasycladacées et gros Foraminifères arénacés.

8 *Bancs terminaux.* Au sommet, les couches qui portent le belvédère du Point Sublime sont formées de micrites blanches (*mudstones*) qui ont été attribuées (D. Mongin et P. Trouvé, 1953) au Valanginien inférieur.

Cette coupe comprend donc au-dessus de l'ensemble inférieur construit, des formations massives (intrasparites, biostromes) surmontées par des couches micritiques bien stratifiées à lits noduleux. Vers le Sud, les calcaires construits restent constants, mais n'ont pu être étudiés en dehors de l'affleurement du Fayet ; les horizons supérieurs sont plus variables : les gros bancs massifs sont remplacés latéralement par des intrasparites et des micrites bien stratifiées où apparaissent déjà les grumeaux noirs. A la partie supérieure, les bancs marneux sont fréquents et alternent avec des faciès complexes qui ont été décrits sur la route du chalet-refuge de la Maline : biosparites à Dasycladacées, micrites à Lamellibranches, lits marno-noduleux, etc...

Du point de vue stratigraphique, les résultats de l'étude palynologique montrent que la limite Portlandien - Berriasien passe dans la partie supérieure de l'ensemble massif, les formations supérieures stratifiées devant être attribuées au Berriasien et au Valanginien inférieur.

2°) COUPE DES "CALCAIRES BLANCS" A CHATEAUNEUF-LES-MOUSTIERS.

Au Nord de Rougon, un faisceau d'accidents tectoniques NW-SE, accompagnés d'une intense dolomitisation, recoupe les "calcaires blancs". Ce n'est que plus au Nord, dans la terminaison périclinale de l'anticlinal du Serre de Montdenier, que l'on retrouve les formations portlandiennes peu tectonisées. Toutefois, aux abords immédiats du village de Châteauneuf, les couches sont dolomitisées, aussi la coupe a-t-elle été levée plus au Nord sur la bordure méridionale des Roches de Notre-Dame qui sont formées par les calcaires massifs (figure 97).

1 *Micrites à Saccocoma.* A environ 30 m au-dessous du sentier qui longe la base de la falaise, affleurent des micrites beige clair, bien litées, renfermant des *Saccocoma* sp. abondants, des Foraminifères (*Nodosaria* sp.) ainsi que des débris de Bryozoaires et des *Globochaetes* (LM 1257 et 1258).

2 *Pelmicrites bien stratifiées* (30 m). Elles affleurent jusqu'au niveau du sentier et renferment des débris de tests de petite taille, des oncolites et de rares *Saccocoma* sp. (LM 1260).

3 *Ensemble construit* (70 m). Des calcaires massifs sont formés par des Polypiers en position de vie souvent stratiformes, des Bryozoaires encroûtés par des concrétionnements d'Algues (LM 1263') cimentés par une pelmicrite fine. Il n'y a pas de grandes colonies de Madréporaires. Cette formation est à rapprocher d'un biostrome.

Nous examinerons successivement les divers niveaux et les variations latérales de faciès les concernant (figure 99).

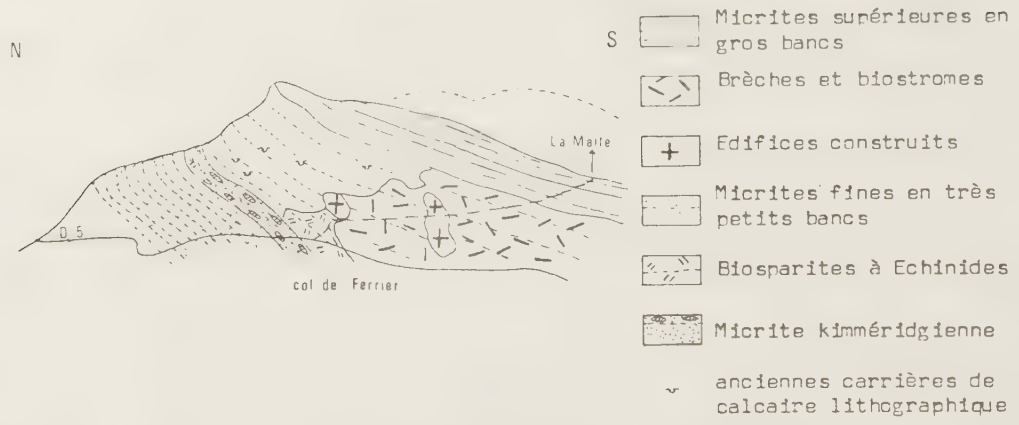


Figure 99 : Schéma des formations portlandiennes du col de Ferrier.

1 *Biosparites à Echinides*. Sur les bancs à chailles reposent quelques mètres de biosparites à Echinides (LM 860') renfermant des intraclastes de micrite, des fragments de Polypiers et de Bryozoaires, des oncolites et des Dasycladacées.

Vers le Nord-Est, ces biosparites s'amincissent et passent latéralement à des micrites un peu argileuses très fines (LM 857) et à des pelmicrites (LM 857) renfermant un peu de glauconie, de rares entroques, des Ostracodes, des débris d'Echinides (rares), des *Globochaetes* et des Foraminifères (*Nodosaria* sp., *Cristellaria* sp., *Spirillina* sp.). Les joints sont formés par des lits de calcaires argileux jaunâtres renfermant quelques Térébratules, ainsi que *Exogyra* cf. *virgula* DEFR. Ces couches sont entaillées par des petites carrières situées au Nord du point coté 1128,0.

2 *Biostromes à Polypiers*. Cette formation affleure au bord de la route et dans le petit vallon situé au Sud-Est du col (coté 1041,1). Elle renferme des petites colonies de Polypiers "en champignon" remaniées, des concrétions algales,et des valves de *Diceras* sp. qui sont le plus souvent également remaniées. Ces éléments sont cimentés par une intrasparite très recristallisée (LM 860) à débris d'Echinides et rares Foraminifères arénacés.

Latéralement cette formation passe à des micrites avec localement des lits de biomicrite (LM 856') à entroques, débris de tests et de Bryozoaires, oncolites et Foraminifères. Plus loin, les débris deviennent très rares (LM 856) dans des micrites blanches extrêmement fines ("calcaire lithographique de Ferrier") à rares *Saccocoma* et *Cristellaria* sp.

3 *Bioherme à Polypiers*. Une formation construite par des Madréporaires branchus (859) affleure suivant une ellipse de grand axe NE-SW mesurant 300 m de long et 100 m de large, autour du point de coordonnées x=965,000 y=167,000. Cet édifice construit est bordé au Sud par des biostromes à Polypiers remaniés et au Nord par des micrites analogues à celles du niveau 2.

4 *Intrasparites et micrites en bancs*. Ces formations bien stratifiées forment une petite ligne de reliefs. Elles se rattachent à la partie supérieure des "calcaires blancs".

Ce secteur, déjà étudié par W. Kilian et A. Guébhard (1905, p.801), montre dans l'ensemble inférieur massif des "calcaires blancs", le passage de calcaires construits à Madréporaires à des biostromes et à des micrites très fines. Ces dernières se sont déposées dans des aires abritées situées à l'intérieur de la zone récifale dont les limites sont distantes de plus de 15 km. Ces aires peuvent être rapprochées des lagons des ensembles coralliens actuels.

4°) CONCLUSION.

Les "calcaires blancs" de la zone récifale peuvent être subdivisés ici, comme à Ste Victoire, en deux ensembles : une formation inférieure massive et des couches bien stratifiées au sommet. Ces dernières sont d'âge berriasien.

La bordure méridionale de l'unité récifale n'a pas été observée en ce lieu ; par contre, à Châteauneuf-les-Moustiers, les formations massives construites s'effilent rapidement, passant à des biostromes, puis à des micrites à oncolites. La bordure septentrionale de l'unité récifale ne montre pas d'intrasparites ni de niveaux stromatolitiques ; les récifs étaient bordés par des brèches de démantellement à l'origine des biostromes, venant s'insérer dans des vases calcaires claires renfermant des Algues, mais aussi des organismes pélagiques (*Saccocoma*, Calpionelles).

III - Les "calcaires blancs" au Nord de Grasse

Dans les unités subalpines qui se développent entre Bargemon et Nice, les "calcaires blancs" de l'unité récifale sont moins épais (250 m), mais ils s'étendent sur une plus grande largeur, qui peut dépasser 30 km. Ils sont marqués par l'apparition locale, dans les ensembles construits, de formations de micrites très fines, signalées dès 1905 au col de Ferrier et entre Vence et Coursegoule par W. Kilian et A. Guébhard.

1°) COL DE FERRIER.

Les formations portlandiennes affleurent dans de bonnes conditions aux environs du col de Ferrier situé sur la route D 5, au Nord-Est de St-Vallier-de-Thiey. Elles surmontent les bancs à chailles du Kimmeridgien supérieur décrits p.278. Les faciès sont très variés et passent latéralement les uns aux autres en quelques centaines de mètres. La situation des diverses formations est donnée par la carte de la figure 98.

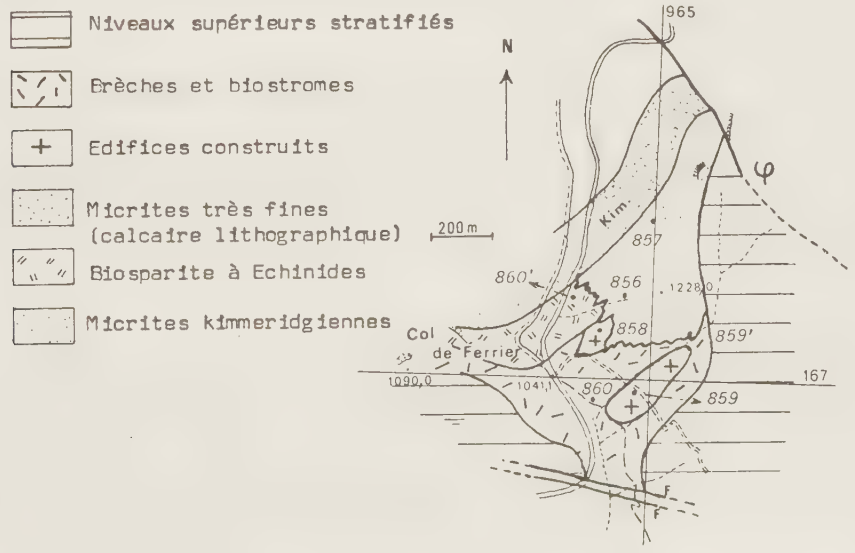


Figure 98 : Carte des formations portlandiennes aux environs du col de Ferrier.

lagons apparaissent au milieu des formations construites. Toutefois la puissance des formations, nettement plus faible, ne dépasse pas 200 m. La partie supérieure comporte toujours des intercalations noduleuses ou marneuses à grumeaux noirs, et, comme dans les secteurs plus occidentaux, se rattache probablement au Berriasien. La limite Jurassique - Crétacé peut être placée de façon commode mais arbitraire, au sommet de l'ensemble massif, ce qui permet de la cartographier.

Ces formations, très variées à l'échelle de l'affleurement, sont très uniformément représentées dans les montagnes qui s'étendent entre St-Vallier et la vallée du Var, ainsi que dans les unités chevauchantes situées à l'Est de Nice. La présence des édifices construits à Madréporaires, très constante dans l'ensemble massif inférieur (Portlandien), peut être vérifiée dans de très nombreuses coupes.

D - ZONE DES FACIES INTERMEDIAIRES

Au Nord de l'unité récifale (figure 79), le Portlandien est presque entièrement formé par des micrites grises bien stratifiées, dont l'épaisseur dépasse parfois 200 m, et qui sont surmontées par le Berriasien fossilifère.

En l'absence de repères paléontologiques, en dehors de rares Calpionelles à la partie supérieure, il serait vain de donner des coupes détaillées dont les corrélations de l'une à l'autre ne pourraient être établies. Nous signalerons seulement les points où ces faciès sont représentés, ainsi que quelques particularités locales.

1°) REGION OCCIDENTALE.

Les micrites grises en gros bancs comportant quelques passées isolées d'intrasparites affleurent dans l'anticlinal du Concors, à l'Est de Meyrargues, ainsi qu'au Nord de Rians, dans le Vallat de l'Abéou, en bordure de la D 3. En ce dernier point, on observe quelques petites colonies de Polypiers en place, dans une formation de micrite beige clair à Calpionelles, débris de tests, Foraminifères, débris de Bryozoaires et oncolites (LM 311).

2°) SERRE DE MONTDENIER.

Des formations micritiques claires très puissantes affleurent dans les flancs de l'anticlinal du Serre de Montdenier. A la terminaison périclinale septentrionale de la structure, ce sont des pelmicrites blanches, parfois un peu siliceuses, et renfermant quelques passées d'intrasparites.

3°) REGION DE CASTELLANE.

Les mêmes faciès sont bien représentés dans la coupe de la cluse de Chasteuil, où les calcaires gris fins, avec parfois des chailles, sont très épais et ont fourni quelques Ammonites étudiées par E. Haug cité par W. Kilian (1895). Plus à l'Est, au Sud de Castellane, ces calcaires affleurent à la terminaison périanticlinale de la structure Est-Ouest de Robion, dans la cluse empruntée par la D 102 au Sud du point coté 756,9. Des gros bancs de micrite et de pelmicrite sont coupés par des lits de biopelmicrite (LM 494) à débris d'Echinides, Algues calcaires (*Polygonella*, Clypéines), fragments de Bryozoaires, Calpionelles et Foraminifères (*Lituolidae*, Trocholines, Milioles, *Protopeneroplis* sp.). Ces couches reposent sur des

Ces faciès fins ont été retrouvés à l'Ouest du col de Vence, près de La Cavetière (carte de la figure 83), ainsi que dans la coupe de la série de Briasq en bordure de la RN 85 au Sud des Amphons (entre Escragnoles et St-Vallier). Dans cette dernière coupe, des micrites un peu argileuses, localement pyriteuses, renferment quelques valves d'Huîtres. Elles sont légèrement dolomitisées et montrent au microscope quelques oncolites et des débris de Bryozoaires.

2°) COUPE DE L'UNITE DE CAUSSOLS.

Les formations construites du Portlandien affleurent largement au Sud du village de Caussols (Plaine de Rochers), où elles sont profondément karstifiées. Plus à l'Ouest, en bordure de la D 5, dans la partie amont du vallon de Nans, entre le point coté 1038,6 et le ravin du Logis (virage coté 1068,8), la base de la succession est fortement dolomitisée. La partie supérieure de l'ensemble massif, ainsi que les formations bien stratifiées du sommet ont été levées en bordure de la route D 5 (planche LXXIII).

1 *Ensemble construit.* **Juste au-dessus du sommet des dolomies se placent des couches massives (6 m) à grosses colonies de Madréporres en place.**

2 *Biostromes à Polypiers* **(20 m). Ils sont formés par des gros blocs remaniés de Madréporaires, ainsi que des** *Diceras* **et des Nérinées (876).**

3 *Intrasparudites en gros bancs* **(15 m). Les allochems sont variés (LM 876') : gros intraclastes de micrite de type** *lumps*, **Codiacées, tests de Gastéropodes, quelques oolites, et Foraminifères (***Pseudocyclamina* **sp., petites formes arénacées). Au sommet, le grain est plus fin et on observe des petits litages obliques dans des intrasparites (LM 877') avec les mêmes allochems, ainsi que des** *Dictyoconus* **sp.**

4 *Micrites finement litées, en gros bancs* **(19 m). Ces micrites, de teinte très claire, présentent souvent des petits lits centimétriques ou même millimétriques (pouvant représenter des** *algal-mats*), **ainsi que des passées d'intrasparites (LM 877) et d'intrasparudites à Algues (LM 878), nombreux oncolites. Des Codiacées sont parfois fixées sur des oolites.**

5 *Micrites et intrasparites à joints noduleux.* **Des joints noduleux apparaissent, séparant des bancs de micrites ou d'intrasparudites. Ces dernières montrent des litages obliques et comportent des gros intraclastes plats formés de petits rythmes pelsparites - micrites. Ces intraclastes particuliers (LM 878') peuvent être rapprochés des** *tidal flat pebbles* **qui résultent de la disjonction et du remaniement de croûtes de dessication formées pendant des émersions temporaires dans la zone intertidale (E.A. Shinn, R. Lloyd Michael et R.N. Ginsburg, 1969).**

6 *Couches à grumeaux noirs* **(10 m). Des petits bancs de micrites ou d'intrasparites fines sont séparés par des lits noduleux à grumeaux noirs et marnes vertes. Cette formation, très variée, ne sera pas décrite ici de façon détaillée, mais on peut en trouver l'essentiel dans le log. Les Dasycladacées et les Foraminifères sont abondants dans les derniers bancs. Ceux-ci se terminent par un** *hard-ground* **sur lequel reposent les marno-calcaires du Valanginien supérieur - Hauterivien.**

Cette coupe comprend encore les deux grands ensembles des "calcaires blancs", mais la puissance totale ne dépasse pas 150 m. Il est probable que les horizons supérieurs (*6* et peut être *5*) se rattachent au Berriasien, comme dans la coupe de Rougon. La base comporte, comme en de nombreux autres points de la région, des formations construites à Madréporaires qui sont ici localement dolomitisées au voisinage d'un faisceau de failles.

3°) CONCLUSION.

Dans la partie orientale de la région étudiée, l'unité récifale s'élargit, et des

11 *Micrites en très petits bancs* (35 m). De très petits bancs séparés par des joints ondulés sont formés de micrites grises ou jaunâtres, irrégulièrement dolomitisées, à *Saccocoma* sp. et Radiolaires (LM 136). Quelques bancs plus épais, à structure pseudo-bréchique, présentent le même faciès (LM 235).

12 *Gros bancs à structure pseudobréchique* (20 m). Ils forment la partie supérieure de la grande falaise et contiennent souvent des gros intraclastes de micrite à contour flou, noyés dans un ciment de même nature. En lame mince (238) on observe des *Saccocoma* sp., des *Globochaetes* sp., des Radiolaires, de rares tests fins et quelques *Nodosaria*.

13 *Brèche calcaire* (15 m). Cette formation affleure au-dessus de la bare principale. Vers la base ce sont des intramicrudites à entroques, oncolites et Foraminifères. Ces roches sont surmontées par un gros banc d'intrasparudite granoclassée renfermant souvent des gros éléments micritiques, des débris d'Algues, des entroques et quelques Foraminifères (*Verneuilinidae, Lituolidae, Cristellaria* sp.). La brèche est surmontée par des gros bancs de micrite (LM 241) à Radiolaires, *Globochaetes* et rares Globigérines.

14 *Brèche calcaire à blocs de biolithite et intrasparites* (15 m). Ces roches forment une petite falaise très caractéristique au-dessus de la barre principale. Le ciment est le plus souvent cristallisé, mais reste micritique par places. Les éléments atteignent un diamètre de 30 cm et sont formés de micrite et surtout de gros blocs de biolithite à Madréporaires. Ces derniers ne sont pas en place. Ils sont associés à des concrétions algales, des débris de *Polygonella*, des Stromatopores et des *Nubecularia* (LM 244). Au-dessus de ce gros banc massif, des micrites grises alternent avec des intrasparudites granoclassées. Au sommet, un gros banc de micrite (LM 246) renferme de minuscules quartz automorphes, des *Globochaetes* , des Radiolaires et quelques *Spirillina* sp. (LM 246).

15 *Petits bancs dolomitiques et brèche calcaire* (20 m). Une passée de micrite dolomitique, affleurant dans un couloir très raide, est surmontée par une assise massive de brèche à gros éléments arrondis d'intrasparite à entroques, débris de tests et de Bryozoaires, *Saccocoma* remaniés et Milioles (LM 248). Le ciment est fin et renferme des Radiolaires et des Calpionelles. La brèche est surmontée par un banc de micrite également à Calpionelles (LM 249).

16 *Intrasparites et micrites* (5 m). Des petits bancs d'intrasparites à débris silicifiés, séparés par des micrites, affleurent à la base de la dernière falaise.

17 *Micrites claires avec quelques chailles* (15 m). Elles contiennent presque exclusivement des organismes pélagiques : Radiolaires, *Globochaetes* sp., *Calpionelles*.Au-dessus se développent les calcaires argileux gris du Berriasien.

Dans cette coupe, le Portlandien est formé par des micrites renfermant presque exclusivement des organismes pélagiques : Radiolaires, *Globochaetes, Saccocoma,* Globigérines et Calpionelles. Ces dernières sont localisées à la partie terminale de l'étage. Les formations de brèches et d'intrasparites comportent au contraire des organismes vivant à faible profondeur ; elles s'intercalent de façon brutale dans les micrites pélagiques et présentent des structures (granoclassement, *laminae*) indiquant que la mise en place de ce matériel est due à des courants ou à des glissements sous-marins.

2°) COUPE DE TREVANS (PLANCHE LXVI).

Les faciès du Portlandien de la coupe de Trévans (niveaux *13* à *20*) sont très semblables avec un grand développement des micrites à organismes pélagiques (Radiolaires, *Saccocoma* sp., *Globochaetes* sp. et Calpionelles). Quelques bancs massifs ont une structure pseudobréchique. Les niveaux d'intrasparudites à éléments allochtones sont peu développés : au nombre de trois, localisés dans les niveaux *13*, *16* et *17*, ils renferment des débris d'Algues calcaires (LM 1241) et des Foraminifères arénacés (LM 1243"). Cette coupe n'est située qu'à 10 km des faciès intermédiaires du Serre de Montdenier.

3°) COUPE DE CASTILLON.

pelmicrites à chailles. Cet ensemble a été observé dans les falaises qui dominent la route, au point coté 812,2. Les variations latérales sont très rapides, car à 500 m plus au Nord (point coté 756,9), les bancs terminaux du Jurassique sont remplacés par une lentille d'intrasparite crayeuse à gros tests de *Diceras*, s'étendant sur une trentaine de mètres de longueur.

4°) VALLEE DE L'ESTERON.

Les formations de micrites grises renfermant quelques chailles, qui affleurent dans la cluse du Riolan, en bordure de la D 17, entre Sigale et le Pont des Miolans, sont à rattacher à ces faciès : elles comportent, à la partie supérieure, des bancs de biomicrite à oncolites, entroques, Calpionelles et Foraminifères (LM 1005).

5°) CONCLUSION.

La zone des faciès intermédiaires, située au Nord de l'unité récifale, comprend presque exclusivement des formations micritiques renfermant aussi bien des organismes littoraux (Polypiers, Algues) que des formes pélagiques (*Saccocoma*, Calpionelles). Il existe des passées isolées d'intrasparite, mais elles ne montrent presque jamais les structures (granoclassements, laminations) qui pourraient indiquer un transport par des courants turbides.

E - BASSIN DAUPHINOIS

I - Généralités

Les formations du Jurassique supérieur du bassin dauphinois et en particulier le Tithonique (=Portlandien) ont fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques (W. Kilian, 1895, R. Enay, 1962 ; J. Remane, 1960, etc...) et sédimentologiques. Ces dernières ont surtout concerné les faciès bréchiques et les plissements synsédimentaires (J. Goguel, 1938, 1953 ; J. Remane, 1960 ; C. Tempier, 1966 a et b ; B. Beaudoin, 1970). La description détaillée des coupes de la bordure du bassin dauphinois levées par l'auteur depuis les environs de Salon à l'Ouest, jusqu'à la vallée du Var à l'Est et au Nord-Est ne sera pas donnée dans ce travail. Nous présenterons seulement quelques coupes caractéristiques qui permettront de préciser la paléogéographie de cette région au Portlandien.

II - Description des coupes

Quatre successions particulièrement caractéristiques ont été choisies : à l'Ouest le flanc méridional de l'anticlinal du Pont de Mirabeau au Nord de Peyrolles ; au centre la coupe de l'unité de Beynes à l'Est de Trévans, et la série du flanc nord du pli de Castillon au Nord de Castellane ; à l'Est la coupe des gorges de la Mescla (vallée du Var).

1°) COUPE DE L'ANTICLINAL DU PONT DE MIRABEAU.

Les couches portlandiennes reposent sur le Kimmeridgien décrit p.284et leur succession est donnée par la planche LXVIII.

micrites comme au Pont de Mirabeau ; par contre les *slumpings* y sont fréquents.

III - Conclusion

Les faciès de la bordure méridionale du bassin dauphinois sont caractérisés au Portlandien par l'importance des micrites (*mudstones*) à organismes pélagiques (*Globochaetes*, *Saccocoma*, Radiolaires et Calpionelles), dans lesquelles s'intercalent brutalement des brèches et des intrasparites, principalement formées d'éléments remaniés de micrites pélagiques, mais où existent également une proportion appréciable (5 à 15 %) d'organismes benthiques littoraux (Algues, Polypiers, Foraminifères, etc...). La mise en place de ces formations allochtones peut résulter de l'action de glissements sous-marins (*slumpings*), de coulées boueuses (fluxoturbidites) ou de courants turbides.

La coupe du flanc nord de l'anticlinal de Castillon permet d'observer dans de bonnes conditions les formations bréchiques qui forment des gros bancs massifs (planche LXIX).

12 *Micrite à structure pseudo-bréchique* (2 m).

13 *Brèches calcaires et intrasparudites* (6 m). Un banc massif débute par une brèche à élément anguleux de micrite et ciment d'intrasparite (848) nettement granoclassée, surmontée par des intrasparites à grandes chailles. Au-dessus, on trouve des micrites grises en très petits bancs, à Radiolaires, *Saccocoma* sp. et *Globochaetes* sp.

14 *Séquence brèche - micrite* (9 m). Un nouveau banc de brèche granoclassée, à gros fragments anguleux de micrite localisés à la base, est formé d'intrasparudites (LM 847) à débris d'Echinides et de tests fibreux, Dasycladacées (cf. *Clypeina*), débris de Bryozoaires et Foraminifères (*Cristellaria* sp., gros arénacés). Au-dessus, les micrites en petits bancs sont grises ou beiges et un peu argileuses.

15-16 *Séquences brèche - micrite* (12 m). Le régime des séquences brèche - micrite, débutant par un niveau d'intrasparudites granoclassées, se poursuit, mais la puissance diminue. Les allochems sont les mêmes, mais avec des fragments de Polypiers (LM 846).

17 *Micrites en petits bancs* (4m). Elles renferment toujours "l'association" *Saccocoma* sp., Radiolaires et *Globochaetes* sp. Un lit de bio-intrasparite (LM 844) renferme des Algues, des débris d'Echinides et de Bryozoaires, *Cladocoropsis* sp. et des *Nubecularia*.

18 *Petites séquences métriques intrasparudites - micrites* (6 m). Elles présentent les mêmes caractères que dans le niveau *16*, mais la puissance est plus faible et la taille des intraclastes ne dépasse pas 10 mm. Les intrasparudites renferment toujours des débris d'Algues (*Polygonella* sp.), *Cladocoropsis* sp. et des Foraminifères parmi lesquels *Pseudocyclamina* sp. (LM 843). La présence de Calpionelles indique la partie terminale du Tithonique.

19 *Micrites en bancs noduleux* (3,50 m). Elles renferment de très petits grains de quartz, de rares débris de tests et de très abondants Radiolaires, Calpionelles et *Globochaetes* sp. (LM 841').

20 *Banc d'intrasparudite* (1 m). Les allochems sont de taille variée et bien arrondis : intraclastes de micrite renfermant des Radiolaires, Calpionelles et rares *Saccocoma* sp., oncolites, débris d'Algues (*Polygonella* sp.), tubes d'Annélides, débris de Bryozoaires et Foraminifères dont des Milioles et *Nautiloculina* sp. (LM 841).

21 *Micrites argileuses en petits bancs*. Ces couches, masquées par des éboulis, passent au Berriasien.

Dans cette coupe, les organismes de milieu littoral (Algues, Polypiers, *Cladocoropsis*, Milioles, Foraminifères arénacés) sont localisés dans les niveaux de brèches et d'intrasparites, tandis que les micrites renferment exclusivement des formes pélagiques (*Saccocoma*, *Globochaetes* sp., Radiolaires et Calpionelles). Ces micrites se retrouvent remaniées à l'état d'intraclastes dans les brèches.

Du point de vue chronostratigraphique, seul le Tithonique supérieur est caractérisé par l'apparition des Calpionelles (à partir du niveau *18*).

4°) COUPE DES GORGES DE LA-MESCLA (VALLEE DU VAR).

Au Nord du Claudan, le Tithonique surmonte les couches kimmeridgiennes étudiées p.280; sa puissance est d'environ 100 m (figure 85). Un gros banc (*7*) de brèche à éléments d'intrasparite (30 m) est surmonté par des alternances de micrite et de couches massives à structure pseudobréchique (*8*). A la partie supérieure (*11*) attribuable au Berriasien, les plissements synsédimentaires sont fréquents et présentent une grande ampleur (plusieurs plis décamétriques sont visibles sur la rive droite du Var, en aval de l'usine électrique).

Cette dernière succession ne montre pas des alternances tranchées de brèches et de

l'aspect des sections qui se comportent en lame mince et en lumière polarisée comme les articles de Crinoïdes (calcite monocristalline). Les *Saccocoma* sont fréquents au Kimmeridgien mais ils existent également à l'Oxfordien ; ainsi qu'au début du Portlandien.

Les Calpionelles, souvent décrites, on fait l'objet d'importants travaux de J. Remane (1960, 1962, 1963). Elles sont localisées à la partie supérieure du Portlandien.

Les Globigérines caractérisent dans les mers actuelles les milieux pélagiques et constituent une partie importante du plancton. L'attribution générique des formes jurassiques, décrites par K. Haeusler (1881, 1890) et par des auteurs russes (V.G. Morozova et T.A. Moskalenko, 1961) et souvent citées, est encore discutée, mais ce sont sûrement des formes pélagiques ; elles sont très abondantes à l'Oxfordien moyen.

Ces divers organismes sont le plus souvent très abondants et il n'est pas rare de pouvoir compter une centaine de sections de Radiolaires, de *Globochaetes* ou de *Saccocoma* dans une seule lame mince.

La micrite microcristalline est elle même formée par l'accumulation de débris d'organismes pélagiques de très petite taille, sutout de Coccolithes (R. Laffitte et D. Noël, 1967). Nous avons retrouvé ces organismes dans les marnes oxfordiennes (Ste-Victoire), mais nous n'avons pas pu examiner les calcaires pour lesquels les résultats des auteurs précités, obtenus par l'étude au microscope électronique d'échantillons du Tithonique d'Algérie, sont probablement valables.

Les organismes benthiques sont par contre très rares : tests très minces (Lamellibranches), Foraminifères de petite taille (*Nodosariidae, Spirillina*).

Les micrites pélagiques, caractérisées par la prédominance des formes organiques planctoniques, peuvent être attribuées à des sédiments déposés au large, mais sans qu'aucune précision ne puisse être donnée sur la profondeur de la mer qui peut parfois être relativement faible (partie inférieure de la zone euphotique).

Certains faciès de micrites très développés au Kimmeridgien, pratiquement dépourvus de restes organiques (*mudstones*), semblent localisés entre les zones littorales et les secteurs purement pélagiques. Leur épaisseur est parfois considérable (200 à 300 m). Le milieu de dépôt est situé au large des côtes, mais à faible profondeur (des oncolites ont été rencontrés dans ce faciès).

2°) LES MICRITES "LITTORALES".

Les micrites sont très répandues dans les formations littorales et en particulier dans les "calcaires blancs". Elles sont caractérisées par la présence d'organismes benthiques vivant à faible profondeur et en particulier par l'abondance des Algues : Codiacées, Dasycladacées, Clypéines. Ces dernières sont fréquentes dans les micrites de la partie supérieure berriasienne des "calcaires blancs".

Alors que les faciès pélagiques sont très homogènes, les micrites littorales présentent souvent des structures particulières ; petits îlots de calcite claire de type *birdeyes*, litages centimétriques ou millimétriques (*algal mats ?*), lits noduleux. La présence de ces dernières structures indique un milieu de dépôt situé à très faible profondeur, et parfois même dans la zone intertidale (E.A. Shinn, R.N. Ginsburg et R. Lloyd Michael, 1968 a).

3°) LES BIOMICRITES.

Les biomicrites sont peu fréquentes dans le Jurassique supérieur provençal. En

IV. INTERPRETATION ET REPARTITION DES PRINCIPAUX FACIES DU JURASSIQUE SUPERIEUR

A - INTRODUCTION

La description des coupes du Jurassique supérieur a permis de mettre en évidence un certain nombre de faciès importants par leur extension ou par leur signification paléo-océanographique. Les variations latérales étant très fréquentes, les lithofaciès ne peuvent pas, sauf exception, être utilisés comme niveaux repères. Seule la répartition des minéraux ou des organismes permet de tracer des subdivisions chronostratigraphiques.

B - DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES PRINCIPAUX FACIES

I - Faciès autochtones

Les faciès autochtones sont très répandus au Jurassique supérieur en Provence ; suivant les organismes rencontrés, chaque type peut généralement être subdivisé en un faciès littoral et un faciès pélagique. Les marnes, très développées à l'Oxfordien dans le bassin dauphinois, ne seront pas examinées dans ce travail surtout consacré aux calcaires.

1°) LES MICRITES PELAGIQUES.

Ce faciès très répandu est caractérisé par des roches à grain très fin renfermant presque exclusivement des organismes vivant en milieu marin pélagique. Ces derniers ont fait l'objet de nombreuses études : A. Lombard (1938, 1945), G. Colom (1948, 1953, 1955, 1957), P. Bronnimann (1955) et J. Remane (1960, 1962, 1963).

Les Radiolaires, initialement siliceux, sont le plus souvent calcitisés ; ils sont habituellement considérés comme un indice de milieu profond, mais on les trouve cependant associés à des Algues ou même des Polypiers non remaniés.

Les *Globochaetes* (A. Lombard, 1938, 1945) sont généralement attribués à des Algues ; ils sont souvent très abondants et semblent faire partie du plancton.

Les *Saccocoma*, décrit par O. Jaekel en 1888, ont été attribués suivant les auteurs à des Algues (A. Lombard, 1938, 1945 ; P. Bronnimann, 1955) ou à des Crinoïdes planctoniques (O. Jaekel, 1888 ; R. Verniory, 1960). Cette dernière interprétation correspond mieux à

Les formations construites sont très développées au Portlandien et dépassent 200 m de puissance ; mais le terme de faciès récifal doit être réservé aux édifices ayant effectivement émergé et formé des récifs. Cette dernière condition est remplie, au moins localement, car on observe des brèches de destruction (Ste-Victoire, Châteauneuf-les-Moustiers). Les résultats de l'étude palynologique de la lentille ligniteuse du couloir Samson indiquent la présence de terres émergées boisées à proximité alors que le continent est situé au moins à 40 km au Sud.

Il est donc probable que les édifices construits à Madréporaires formaient au Portlandien une zone récifale allongée (barrière ?) s'étendant d'Aix à Nice.

5°) LES BIOMICRUDITES (CALCAIRES AUTOCHTONES FORMES DE TESTS).

Ces faciès, peu développés , sont surtout constitués de tests de grands Lamellibranches (*Diceras*) accumulés les uns sur les autres, mais sans former d'édifices construits. Ils sont localisés à la partie supérieure des "calcaires blancs".

6°) CONCLUSION.

Les principaux faciès autochtones du Jurassique supérieur sont les micrites et les biolithites. Le matériel calcaire est exclusivement d'origine organique dans les formations construites et les micrites pélagiques. Quant aux micrites littorales, elles proviendraient directement ou indirectement de la fixation du calcaire par les Algues, phénomène étudié en Floride (K.W. Stockmann, R.N. Ginsburg et E.A. Shinn, 1967) et sur les côtes du Honduras (R.K. Matthews, 1966). Au voisinage immédiat des édifices coralliens, la boue calcaire peut également résulter de la précipitation du CO_3Ca ("lait de corail").

II - Faciès allochtones

Les faciès allochtones résultent du remaniement et du brassage du matériel sédimentaire par la houle, les vagues et les courants dans les zones littorales, ou par les glissements sous-marins et les courants turbides en milieu pélagique.

1°) LES BRECHES "PERIRECIFALES" ET LES BIOSTROMES.

Ces faciès comportent des éléments organiques remaniés pouvant atteindre de grandes dimensions ; on peut distinguer :

- les brèches à blocs de Madréporaires coloniaux (brèches périrécifales) localisées au voisinage immédiat des édifices coralliens détruits par les vagues (partie occidentale de Ste Victoire) ;
- les biostromes à Polypiers, *Diceras* et Algues, qui montrent tous les termes de passage depuis les faciès autochtones jusqu'aux brèches de destruction.

Les brèches périrécifales ont surtout été observées sur la bordure septentrionale de l'unité récifale, du côté de la haute mer, et semblent donc localisées dans la partie frontale des récifs.

2°) LES INTRASPARUDITES ET INTRASPARITES.

milieu pélagique, elles correspondent à des localités où les débris organiques deviennent abondants. En faciès littoral elles résultent de l'accumulation de thalles d'Algues calcaires ou de tests de Lamellibranches dans des secteurs très peu profonds.

4°) LES BIOLITHITES (CALCAIRES CONSTRUITS).

Les biolithites sont particulièrement importantes au Jurassique supérieur et prennent un grand développement au Portlandien. Les édifices construits sont variés, mais leur forme ne peut généralement pas être étudiée.

a) Edifices construits par des Madréporaires coloniaux.

Les Madréporaires coloniaux constituent des édifices construits de très grande taille : chaque colonie a un volume de quelques mètres cubes. Ce sont le plus souvent des formes massives, dont les polypes ont un diamètre de 2 à 3 cm. Les formes branchues sont plus rares. Les intervalles entre les colonies sont remplis par des micrites, mais il subsiste des vides originels donnant lieu à des géodes de calcite secondaire, la roche prenant alors un aspect caverneux (Pilon du Fayet dans les gorges du Verdon).

b) Edifices construits par des petites colonies de Polypiers et des Algues.

Les petites colonies de Polypiers, massives en champignon, ou stratiformes, constituent, associées à des encroûtements algaux, des calcaires construits. La forme de ces édifices n'a pu être observée avec précision, mais ils paraissent stratiformes. Un platier à Polypiers dégagés (branchus et en champignon) et à grosses Nérinées a été observé à la partie moyenne des "calcaires blancs" dans les gorges de l'Artuby au Sud-Est de Comps.

c) Petits édifices construits par des Polypiers et des Bryozoaires.

Des lentilles construites de petites dimensions (quelques décimètres) comportant des Bryozoaires, des Polypiers stratiformes et des Algues sont isolées dans les micrites kimmeridgiennes dans certaines régions (col de Vence). Elles ne correspondent pas à des récifs et se sont formées à une profondeur plus grande, vers la limite inférieure de la zone euphotique.

d) Les concrétionnements de type stromatolitique.

Des concrétionnements stratiformes pouvant atteindre plusieurs centimètres d'épaisseur ont été observés dans les "calcaires blancs". Ils comportent des couches millimétriques alternativement claires et sombres, finement cristallisées, mais aucune trace de texture algale n'est visible. Ces concrétionnements peuvent être rapprochés des Stromatolites stratiformes et peuvent être subdivisés en deux types principaux :

Formes minces (2 à 3 cm) très cristallisées, de teinte claire ou blanche, alternant avec des micrites et des intrasparites (coupe du Pic des Mouches) ;

Formes plus épaisses, mamelonnées, riches en matières organiques, et supportant des marnes noduleuses à grumeaux noirs ; elles ont été décrites sous le nom de "calcaires microzonés" dans la partie supérieure des "calcaires blancs" des gorges du Verdon (J.J. Blanc et C. Tempier, 1963).

Ces formations stromatolitiques indiquent un milieu calme, souvent intertidal, ou en eaux très peu profondes.

e) Le problème des faciès récifaux.

d'organismes marins pourrait les faire considérer comme d'origine continentale et suggère une émersion, mais il n'y a aucune preuve solide en faveur de cette interprétation.

Les lits de grumeaux noirs sont en général situés à la base des gros bancs de micrite de la partie supérieure des "calcaires blancs" : on observe tous les intermédiaires entre de simples taches sombres et des galets de micrite noire parfois isolés dans des lits marneux. Ces niveaux peuvent renfermer une microfaune marine, mais ont également fourni des débris de Characées. Ceci les a fait considérer comme un indice d'émersion (faciès purbeckien). Ils résultent du remaniement de sédiments fins de type sapropéliques, déposés en milieu calme dans des petites dépressions locales du fond, ou même dans des eaux dessalées entourées par des secteurs boisés émergés analogues à certains "bancs" des Bahamas.

6°) LES FACIES ALLOCHTONES EN MILIEU PELAGIQUE.

Les faciès allochtones en milieu pélagique se présentent en bancs isolés plus ou moins épais ; ils sont très diversifiés et constitués le plus souvent d'allochems très variés : intraclastes, oolites, débris organiques (Algues calcaires, Polypiers, Foraminifères, tests, entroques).

a) Les intramicrudites et intramicrites.

Le ciment et les éléments de même nature, ne se distinguent que par une légère différence de teinte. Les intraclastes, arrondis ou allongés, simulent une texture fluidale. Ces faciès sont localisés dans les bancs où se développent des plissements synsédimentaires, ils renferment quelquefois des éléments provenant de milieux différents (oolites).

b) Les intrasparudites granoclassées.

Ces roches forment des bancs massifs parfois très épais dont la base est granoclassée et renferme souvent des gros fragments de micrite pélagique arrachés aux bancs sous-jacents. Les allochems sont formés d'intraclastes de micrite pélagique provenant de couches plus anciennes et d'éléments organiques de milieu littoral tels que Algues calcaires, débris de Polypiers et de Bryozoaires, Foraminifères arénacés de grande taille (*Lituolidae*) et entroques. Ces organismes littoraux ne représentent généralement pas plus de 5 à 10 % des allochems. Plus rarement on observe des oolites qui peuvent constituer à elles seules certains bancs (Oxfordien supérieur).

Dans les faciès marneux ou marno-calcaires de l'Oxfordien, des bancs d'intrasparites à débris d'Algues et Milioles présentent les mêmes caractères ; ils sont souvent disjoints en lentilles, ou même en nodules dispersés dans les marnes (coupe du Mont Major).

Les structures observées : base irrégulière des bancs, arrachage de fragments aux couches sous-jacentes, granoclassements et laminations indiquent que la mise en place du matériel est due à des courants turbides ou des glissements sous-marins suivant l'hypothèse proposée par A. Carozzi (1952, 1957), puis reprise par J. Remane (1960) et par B. Beaudoin (1970). Ce dernier auteur assimile les alternances de micrites pélagiques et de bancs à turbidites du type décrit dans la coupe de Castillon (planche LXIX) à un flysch ; toutefois ce terme est généralement réservé à des faciès liés à une orogenèse, qui n'existe pas au Jurassique supérieur dans cette région.

L'origine des éléments biodétritiques littoraux doit être recherchée dans la bordure nord (externe) de la plate-forme littorale et non dans les édifices récifaux, dont le matériel de destruction se dépose à proximité : dans la région du Serre de Montdenier, les biostromes et intrasparites ne dépassent pas vers le Nord le Signal du Pavillon, et sont

Dans les zones littorales, les intrasparudites et intrasparites sont très développées ; elles renferment des intraclastes de micrites formés par agrégation de particules fines (*lumps, grapestones*) et des nodules d'Algues calcaires (surtout des Codiacées). On distingue :

- les intrasparudites granoclassées très développées au Sud des édifices construits (Ste-Victoire) et formant des petits rythmes calcirudite - calcarénite - micrite, dont la genèse semble liée à des phénomènes catastrophiques périodiques comme les ouragans ;

- les intrasparudites à gros intraclastes plats de type *tidal flat pebbles* formés par remaniements de croûtes de dessication en milieu intertidal ou supratidal. Ce phénomène a été étudié par de nombreux auteurs aux Bahamas et dans le Golfe Persique, et en particulier dans un travail récent de E.A. Shinn, R. Lloyd Michael et R.N. Ginsburg (1969) sur l'Île Andros. Ces intrasparudites particulières indiquent un milieu intertidal ou même supratidal soumis à des émersions temporaires.

- les intrasparites fines souvent isométriques renfermant surtout des débris de Dasycladacées et des coprolithes de Crustacés, localisées dans des zones très peu profondes soumises aux courants de marée.

Ces faciès sont développés en arrière, c'est-à-dire au Sud, de l'unité récifale.

- les intrasparites glauconieuses, fréquentes à l'Oxfordien, comportent des intraclastes de micrite à Globigérines et *Globochaetes*, des grains de glauconie remaniée, et une microfaune de *Miliolidae* et de *Nubeculariidae*. La présence de granoclassements et de laminations et l'intrication de ces intrasparites avec les micrites pélagiques à Globigérines suggèrent une mise en place par des courants en bordure des zones littorales.

3°) LES BIOSPARITES.

Ces roches sont peu fréquentes au Jurassique supérieur, et sont surtout localisées dans la partie supérieure des "calcaires blancs" (Portlandien supérieur - Berriasien). Les biosparites à nodules de Codiacées sont fréquentes dans les zones méridionales et médianes ; un faciès remarquable, où les allochems sont uniquement constitués par des articles de Dasycladacées a été trouvé en un point, formant une petite lentille dans les "calcaires blancs" à grumeaux noirs et marnes vertes de la coupe de la route de La Maline dans les gorges du Verdon (J.J. Blanc et C. Tempier, 1963).

Les biosparites à coprolithes de Crustacés sont assez fréquentes au sommet des calcaires blancs de la zone médiane (La Lare, Regaignas).

4°) LES OOSPARITES.

Ce faciès peu développé et localisé, forme quelques bancs peu épais dans la partie supérieure des "calcaires blancs" des zones méridionales et médianes. Les oolites sont souvent rendues presque méconnaissables par la recristallisation.

5°) LES BRECHES A ELEMENTS SOMBRES ET LES "GRUMEAUX NOIRS".

Des brèches à gros éléments anguleux ou grossièrement arrondis, observées à la base des "calcaires blancs" de la zone méridionale, sont d'une interprétation difficile. Elles ne résultent pas de l'action de la houle ou des courants mais semblent plutôt correspondre à une discontinuité sédimentaire nette avec remaniement des couches antérieurement déposées. L'absence

V - Conclusion

Au Jurassique supérieur, les faciès calcaires sont très largement prédominants et leur étude permet de distinguer deux grandes régions : au Sud un ensemble littoral marqué par l'importance de la dolomitisation et l'extension des formations récifales et intertidales au Portlandien ; au Nord une zone de sédimentation pélagique où s'intercalent des passées bréchiques à éléments provenant de la zone littorale. Les pentes sous-marines sont jalonnées par des plis synsédimentaires (*slumpings*) qui sont parfois très développés.

Le matériel terrigène fin, qui est abondant à l'Oxfordien inférieur dans les secteurs subsidents, devient de plus en plus rares et disparaît complètement au Portlandien. On note un timide retour des argiles au Berriasien. Le matériel terrigène grossier est très rare et n'a été rencontré que dans les formations de la haute vallée du Var et de la Tinée sous forme de très petits grains de quartz épars dans les calcaires, ou formant des lits calcaréo-gréseux intercalés dans les marnes. La teneur en matériel terrigène reste cependant toujours inférieure à 5 % ; elle est le plus souvent de l'ordre de 0,1 %.

Les milieux réducteurs sont très exceptionnels dans les zones littorales où les calcaires sont de teinte beige clair ou blanche. Dans les zones de dépôts pélagiques, les secteurs à faible taux de sédimentation correspondent à des milieux un peu réducteurs où la pyrite commence à apparaître. Ce dernier minéral devient abondant dans les ombilics subsidents lorsque l'apport en matériel terrigène fin devient important (marnes de l'Oxfordien inférieur du bassin dauphinois).

Sur les plate-formes peu subsidentes, mais situées à une profondeur moyenne (au-dessous de la zone euphotique), la glauconie authigène est souvent très abondante. C'est le cas à l'Oxfordien depuis les environs de Rians, jusqu'aux montagnes niçoises. Ce minéral se retrouve remanié dans les intrasparites et intramicrudites intercallées dans les formations oxfordiennes de la bordure méridionale du bassin dauphinois.

C - REPARTITION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE ET GEOGRAPHIQUE DES FACIES

Les formations du Jurassique supérieur provençal varient très rapidement dans le sens horizontal et ne peuvent généralement pas servir, sauf cas exceptionnel, à établir des subdivisions lithostratigraphiques ; par contre la répartition géographique des faciès permet de mettre en évidence les grandes lignes de la paléogéographie de cette époque.

I - Répartition chronostratigraphique des microfaciès et des organismes

Quelques microfaciès ont une répartition chronostratigraphique assez étroite, mais ce sont surtout les organismes qui permettent d'établir, à l'aide des lames minces, la stratigraphie du Jurassique supérieur.

1°) REPARTITION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES MINERAUX ET DES ORGANISMES.

La répartition des minéraux et des organismes est donnée par le tableau de la planche LXXIV.

a) Minéraux :

Les grains de *quartz* qui sont très rares et petits à l'Oxfordien inférieur disparaissent ensuite complètement jusqu'au Berriasien où ils réapparaissent.

séparées de la série à turbidites de Trévans par une zone peu profonde où se déposent des vases calcaires claires renfermant localement des Algues et des organismes littoraux.

III - Les silicifications

La silice est souvent abondante dans les calcaires du Jurassique supérieur provençal. Elle se présente soit en cherts parfois très gros, dans lesquels elle épigénise d'abord le ciment, puis les allochems ; soit en petites silicifications microscopiques où la calcédonite fibro-radiée remplace la calcite des allochems organiques (tests, entroques). Ces silicifications existent à tous les niveaux dans les faciès pélagiques, mais sont particulièrement abondantes au Kimmeridgien où elles s'étendent également dans les formations méridionales à faciès littoral.

La répartition de la silice ne semble pas liée à l'abondance relative des organismes à tests siliceux (Spongiaires, Radiolaires) qui sont presque toujours secondairement calcitisés, mais plutôt à un phénomène plus général intervenant à l'échelle régionale (éruptions volcaniques sous-marines dans les zones alpines internes ou encore altération pédogénétique des aires continentales voisines).

IV - Les dolomies

Le problème de la dolomitisation n'a pas été abordé. Les dolomies présentent dans le Jurassique supérieur provençal un grand développement, et plusieurs faciès peuvent être distingués suivant leur aspect à l'affleurement ou leur position par rapport aux formations calcaires.

1°) LES DOLOMIES D'EPIGENIE TARDIVE.

Elles résultent de la dolomitisation des formations variées au voisinage d'accidents tectoniques, ou même de réseaux karstiques, et présentent une faible extension latérale et une grande irrégularité.

2°) LES DOLOMIES EPIGENETIQUES SYNSEDIMENTAIRES.

Ce type de dolomies est très répandu ; elles forment des séries très puissantes, stratifiées ou massives, passant latéralement aux couches calcaires. Elles présentent souvent des vestiges de textures d'intrasparites, de structures sédimentaires (litages obliques) ou d'allochems organiques (tests) suggérant un dépôt initial à l'état de calcaires.

Ces faciès ont une répartition irrégulière, mais sont surtout localisés dans les zones littorales à sédimentation micritique (zone médiane au Portlandien). Par contre les faciès construits, bien que très recristallisés, ne sont que rarement dolomitisés.

3°) LES DOLOMIES PRIMAIRES.

Ce dernier type de dolomie ne semble pas exister. Toutefois certaines formations finement litées du Portlandien des plateaux d'Agnis ressemblent beaucoup aux dolomies hettangiennes généralement considérées comme primaires.

Les pelmicrites à chailles renfermant un peu de glauconie marquent, dans les zones méridionales, le sommet du Kimmeridgien.

Les calcaires construits à Madréporaires caractérisent le Portlandien, mais uniquement dans l'unité récifale.

Les lits à grumeaux noirs sont surtout développés à la partie supérieure des calcaires blancs, qui serait berriasienne ; ils sont souvent associés aux intrasparites à coprolithes de Crustacés.

3°) PROBLEME DE LA LIMITE JURASSIQUE - CRETACE.

Il ne saurait être question de discuter ici du problème général de la limite entre le Jurassique et le Crétacé, fixée à l'aide des Ammonites. Les travaux de J. Remane (1963) ont montré que cette limite ne peut être facilement définie à l'aide des Calpionelles, car elle est située dans la zone B (zone à *Calpionella alpina*). Mais dans les calcaires blancs, qui n'ont jamais fourni d'Ammonites et où les Calpionelles sont rares et le plus souvent indéterminables, la limite entre le Jurassique et le Crétacé a donné lieu à de nombreuses discussions car le Berriasien à Ammonites n'a jamais été mis en évidence au Sud d'une ligne Aix - Pourrières - La Palud-des-Moustiers - Rougon - Roquesteron - Levens. Plusieurs auteurs, en particulier P. Marie et D. Mongin (1957) au Mont Rose (à Marseille) et D. Mongin et P. Trouvé (1953) dans les gorges du Verdon, ont montré que les derniers bancs des calcaires blancs peuvent être attribués à "l'Infravalanginien", équivalent approximatif du Berriasien.

Les études palynologiques effectuées par J. Médus (1970) sur des échantillons de marnes ligniteuses provenant de la partie supérieure des calcaires blancs de Pourrières, et du sommet des calcaires massifs construits du couloir Samson au Sud de Rougon, ont prouvé que ces couches sont déjà berriasiennes. On est donc conduit à placer la limite Portlandien - Berriasien à la partie supérieure des calcaires blancs massifs à Madréporaires de l'unité récifale, et à attribuer au Berriasien les formations supérieures stratifiées, à lits noduleux ou marneux à grumeaux noirs. Ces calcaires blancs berriasiens ont une puissance de 50 à 200 m. Il est alors probable que les calcaires blancs stratifiés de la région de Marseille et de Toulon se rattachent également au Berriasien. Cette conception est en accord avec les résultats obtenus par P. Donze (1958) qui a montré que les formations à grumeaux noirs, assimilées au Purbeckien, sont en Savoie et dans le Sud du Jura, d'âge berriasien.

II - Répartition géographique des faciès

La répartition géographique des faciès pendant le Jurassique supérieur est représentée sur les cartes des planches LXXV (Oxfordien et Kimmeridgien) et LXXVI (Portlandien). Les quatre profils de la planche LXXVII, supposés tracés à travers la région à la fin du Jurassique, donnent un aperçu de la paléogéographie de la Provence à cette époque. En l'absence de niveaux repères, nous n'avons pas établi de coupes types comme pour le Jurassique inférieur et moyen.

1°) OXFORDIEN INFERIEUR.

Les dépôts de l'Oxfordien inférieur sont marneux et localisés dans le bassin dauphinois, au Nord-Ouest d'une ligne Aix - Rians - Vinon d'une part, et au Nord d'une ligne passant par Chabrières, le Mourre-de-Chanier, Castellane, Entrevaux, Puget-Théniers et

La *silice authigène* (chailles, silicifications) existe dans tout le Jurassique supérieur, mais elle est plus fréquente à l'Oxfordien supérieur et surtout au Kimmeridgien moyen et supérieur. Un dernier niveau existe parfois à la base du Berriasien.

La *glauconie* est très abondante à l'Oxfordien, surtout dans les secteurs où l'on observe une condensation des zones paléontologiques ; elle réapparaît, mais plus rarement, au Kimmeridgien moyen et supérieur, associée à la silice.

Les *phosphates* sont très rares. Seuls quelques grains épars ont été observés dans les bancs très glauconieux de l'Oxfordien moyen.

b) Organismes.

Les micro-organismes planctoniques du Jurassique supérieur sont bien connus et ont fait l'objet de très nombreuses études ; aussi nous donnerons seulement la répartition "verticale" globale en Provence des principaux groupes et les références des travaux les plus récents.

Les Globigérines ont été décrites par les auteurs russes (A.A. Grigelis, 1958 ; V.G. Morozova et T.A. Moskalenko, 1961) puis par G. Colom et Y. Rangheard (1966) aux Baléares et par G. Bignot et J. Guyader (1966) dans l'Oxfordien du Havre. En Provence, elles sont très abondantes à l'Oxfordien, et plus précisément dans les calcaires gris grumeleux de la zone à Transversarium. Toutefois elles existent, mais plus rarement, dans le reste du Jurassique supérieur (B.Beaudoin, 1967) où nous les avons parfois rencontrées.

Les *Globochaetes* (A. Lombard, 1938, 1945 ; P. Bronnimann, 1955) sont généralement rattachés aux Algues planctoniques ; ils apparaissent en Provence à l'Oxfordien (quelques rares exemplaires ont été observés dans les marno-calcaires du Jurassique moyen) et sont abondants pendant tout le Jurassique supérieur.

Les *Saccocoma* considérés comme des Algues par A. Lombard (1945) ainsi que par P. Bronnimann (1955) qui les décrit sous le nom de *Lombardia*, semblent en réalité être des Crinoïdes très découpés faisant partie du plancton (O. Jaekel, 1888 ; R. Verniory, 1960). Ils sont très abondants au Kimmeridgien, mais existent de l'Oxfordien supérieur au Portlandien. Ils deviennent très rares à la partie supérieure de ce dernier étage.

Les Radiolaires sont abondants dans tout le Jurassique supérieur et sont très mal conservés, car généralement calcitisés.

Les Calpionelles apparaissent à la partie supérieure du Portlandien et sont abondantes au Berriasien. Elles permettent une étude stratigraphique détaillée (J. Remane, 1960, 1962, 1963).

Les Foraminifères benthiques montrent peu de formes caractéristiques. Toutefois *Pseudocyclamina lituus* YABE et HANZAWA et *Dictyoconus* sp. sont cantonnés à la partie supérieure des "calcaires blancs" qui semble être déjà d'âge berriasien.

Les Algues calcaires sont abondantes ; les Dasycladacées se développent au Portlandien supérieur et au Berriasien, ainsi que les Clypéines qui caractérisent la partie supérieure des calcaires blancs.

2°) REPARTITION DES MICROFACIES.

Certains faciès ou microfaciès sont particulièrement développés à certains niveaux, mais ce critère n'est jamais absolu.

Les micrites très fines, dépourvues de débris organiques, caractérisent le Kimmeridgien en Provence occidentale.

micrites reposent directement sur les couches de même faciès du Callovien dans la région de Marseille. Sur le pourtour du massif des Maures, l'ensemble du Jurassique supérieur est dolomitique et il est probable que le Kimmeridgien est représenté sous ce faciès correspondant à des zones littorales.

La puissance, qui est de l'ordre de 100 à 200 m, augmente brusquement (450 m) dans la région de Ste-Victoire sur la bordure du bassin dauphinois. Plus au Nord, les micrites pélagiques à *Saccocoma* ont une épaisseur beaucoup plus faible (50 m).

Au Kimmeridgien, la sédimentation se fait en milieu pélagique, sauf au Sud. Mais la profondeur de la mer n'est pas partout très grande (présence locale d'oncolites et de petits édifices construits à Bryozoaires), surtout au Sud. Elle diminue à la fin de l'étage dans toute la région située au Sud d'une ligne Aix - Moustiers- Ste-Marie - Roquesteron - Levens qui constitue alors une vaste plate-forme où se déposent des pelmicrites siliceuses et glauconieuses (niveau à chailles) et où se développent des petites lentilles construites à Algues, Bryozoaires et Polypiers stratiformes analogues à celles décrites p.277 au col de Vence.

Au Nord par contre, dans le bassin dauphinois, la subsidence reste active et la profondeur de la mer augmente, ce qui permet aux phénomènes de glissements sous-marins de se poursuivre, mais avec moins d'intensité qu'à l'Oxfordien supérieur.

4°) PORTLANDIEN (PLANCHE LXXVI).

Au début du Portlandien, des édifices construits à Madréporaires s'installent sur la bordure septentrionale de la plate-forme peu profonde formée au Kimmeridgien supérieur. Cette zone, qui s'étend d'Aix à Nice, constitue une ligne de récifs qui peut être assimilée par ses dimensions et son extension à un récif barrière ou à un ensemble récifal océanique. Cette barrière isole partiellement de la mer ouverte un bassin où s'accumulent, en arrière des récifs, des intrasparites granoclassées, et plus loin des intrasparites fines isométriques, des pelsparites et des micrites à Dasycladacées. La profondeur reste très faible car les Algues sont très abondantes ; par places se développent des *algal-mats* stromatolitiques. Cette zone médiane est le siège d'une intense dolomitisation pénécontemporaine de la sédimentation. Ce phénomène a été décrit dans les milieux intertidaux actuels aux Bahamas (E.A. Shinn, R.N. Ginsburg, R. Lloyd Michael, 1965) et dans le Golfe Persique (*ibid.*, 1968 b).

Au Sud (zone méridionale) se déposent des calcaires à Algues peu épais presque toujours dolomitisés, mais il est possible que certains secteurs soient émergés. A Port d'Alon, les brèches à éléments noirs situées à la base des "calcaires blancs à grumeaux noirs" berriasiens reposent sur une faible épaisseur de dolomies supra-bathoniennes ; à Cuges, ces mêmes brèches surmontent 30 m de dolomies qui, recouvrant le banc à chailles du Kimmeridgien, sont attribuées au Portlandien. Mais on ne connaît pas de récifs côtiers avec leurs milieux réducteurs et leurs mangroves. On ne peut donc situer la position de la côte avec précision.

Les formations récifales sont plus épaisses à l'Ouest (Ste-Victoire, gorges du Verdon) qu'à l'Est, où elles s'étalent par contre beaucoup plus largement, sur au moins 30 Km de largeur, en tenant compte des chevauchements de Caussols et de l'Audibergue, et comportent des lagons où se déposent des boues calcaires très fines (col de Ferrier). Il semble qu'au cours du Portlandien *le récif se soit déplacé vers la haute mer car ce sont les bancs les plus récents qui sont situés le plus loin vers le Nord.* Il faut également remarquer l'existence certaine d'îles boisées à l'intérieur des récifs (lentille ligniteuse du

Villars-sur-Var d'autre part (planche LXXV). Ailleurs, on observe des *hard-grounds* formés sur une zone haute très étendue, balayée par des courants, qui couvre toute la Basse Provence et s'avance vers le Nord sur l'emplacement du bassin de Valensole, jusqu'au Sud de Digne.

Ces formations marneuses qui renferment, au moins dans les secteurs de bordure, une microfaune assez riche de *Nodosariidae*, semblent s'être déposées à une moyenne profondeur (entre 100 et 250 m) ; elles sont peu épaisses dans la région étudiée, mais leur puissance augmente très rapidement plus au Nord.

A la partie supérieure, les niveaux noduleux rouges indiquent un ralentissement de la sédimentation, mais la subsidence du bassin dauphinois s'accentue, et c'est à cette époque que l'on observe les premiers niveaux à turbidites (Mont Major).

2°) OXFORDIEN MOYEN ET SUPERIEUR.

Les faciès de l'Oxfordien moyen et supérieur sont partout pélagiques. Ils s'étendent au Nord d'une ligne Septèmes - Barjols - Moissac - Vérignon - Fayence - Grasse - Nice. Ils proviennent de boues calcaires un peu argileuses très fines à Globigérines. Toutefois dans la région qui s'étend des Plans de Canjuers à Nice, les dépôts de l'Oxfordien moyen sont très minces et glauconieux : ils correspondent à une vaste plate-forme située entre 50 et 200 m de profondeur, nourrie par de très faibles apports de sédiments. L'existence locale, dans la partie supérieure de l'étage, d'oncolites, de Bryozoaires et même de quelques Polypiers en place indique que la profondeur reste faible. Mais on ne connaît par contre pas à l'affleurement de faciès vraiment littoraux comme les oosparites dont on trouve des éléments remaniés dans les passées allochtones mises en place par des courants turbides dans les zones de dépôts pélagiques. Ces faciès littoraux devaient peut-être exister plus au Sud dans les zones maintenant dolomitisées ; à moins qu'ils aient été détruits et remaniés par les courants au fur et à mesure de leur formation.

Par contre, vers le Nord, même si la puissance des dépôts reste faible, la subsidence est active, car les passées d'intrasparites et de brèches apparaissent aux environs de Rians, près de Castellane et dans la vallée du Var. La présence, dans ces couches, d'oolites remaniées, indique qu'il existait au Sud des affleurements actuellement connus, une zone à faciès littoraux.

A la fin de l'Oxfordien, la subsidence s'accentue brutalement dans le bassin dauphinois et des pentes sous-marines suffisantes pour déclencher des glissements sous-marins se développent le long d'une ligne de flexure passant par Rians, Aiguines et le Sud de Castellane. Suivant les localités, on observe des *slumpings* (gorges du Verdon, unité de Beynes) ou des coulées turbides sous-marines qui se sont étalées sur de grandes distances en remaniant au passage un important volume de sédiments. Ce dernier phénomène s'est produit aux environs de Rians et surtout au Nord de Castellane où les brèches dépassent 10 m de puissance.

L'intercalation, dans les formations peu épaisses à faciès pélagique, de passées brèchiques renfermant des éléments littoraux permet de suggérer que les secteurs subsidents dauphinois s'approfondissent fortement pendant l'Oxfordien et que les micrites argileuses à Globigérines et *Globochaetes* se sont déposées le plus souvent dans "l'étage bathyal". Cet approfondissement du bassin dauphinois se poursuit au Kimmeridgien.

3°) KIMMERIDGIEN.

Au Kimmeridgien, la sédimentation calcaire fine envahit toute la région : les

A l'Oxfordien, la mer occupe toute la région, mais les dépôts sont absents au Sud, coupés de *hard-grounds* et riches en glauconie sur la partie nord de la plate-forme, tandis que des marnes se déposent au début de l'étage dans le bassin où elles sont suivies par des micrites pélagiques à Globigérines qui envahissent localement la région médiane.

Au Kimméridgien les micrites pélagiques recouvrent toute la région à l'exception du pourtour du massif des Maures où se localisent les faciès littoraux entièrement dolomitisés. La puissance reste faible (100 à 200 m), sauf en bordure de la plate-forme. A la fin de l'étage, cette dernière, située à faible profondeur, est envahie par des dépôts circalittoraux : pelmicrites à Bryozoaires et oncolites, petites lentilles à Polypiers, où apparaissent la silice et la glauconie.

Au début du Portlandien, une "barrière récifale" s'installe sur la bordure septentrionale de la plate-forme, isolant de la haute mer située au Nord et où se déposent des formations pélagiques, un bassin très peu profond où prolifèrent les Algues calcaires. La dolomitisation se localise dans cette zone médiane. Plus au Sud, il est possible que la zone méridionale (Toulon) soit émergée : les formations portlandiennes s.s. sont très peu épaisses ou absentes.

Au Berriasien, les récifs disparaissent et les formations à Algues et grumeaux noirs, correspondant à une profondeur très faible, envahissent toute la plate-forme, transgressant même au Sud sur les dolomies kimmeridgiennes, mais sans qu'une discordance ait pu être observée. Des émersions locales sont possibles. Par contre, au Nord, le bassin est toujours profond avec mise en place de turbidites, et formation de plis synsédimentaires sur les zones de pentes. Un léger apport de matériel terrigène fin se manifeste par le dépôt de minces lits marneux sur la plate-forme (lits marno-noduleux de la partie supérieure des "calcaires blancs") et par une faible proportion d'argile dans les calcaires à faciès pélagiques du Berriasien du bassin dauphinois.

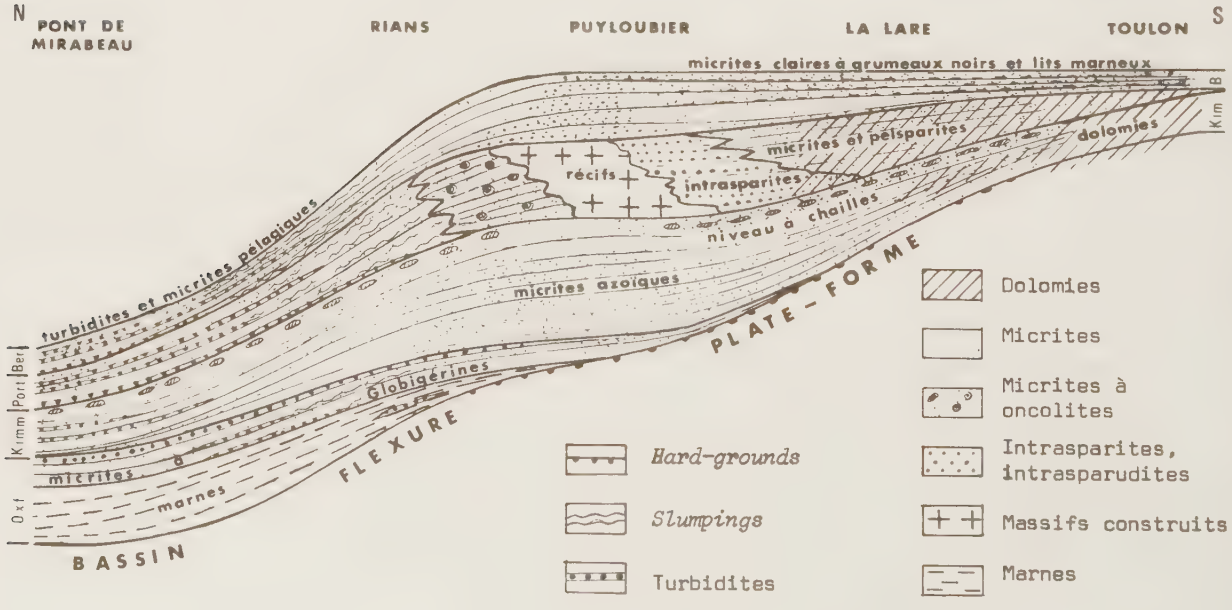


Figure 100 : Schéma des formations du Jurassique supérieur provençal suivant un profil Nord-Sud.

Couloir-Samson à la base du Berriasien).

Au Nord de l'unité récifale, se déposent à faible profondeur, mais sur une grande épaisseur, les boues calcaires produites par les Algues et par la destruction des édifices construits (faciès intermédiaires). Localement se développent des petits platiers à Polypiers et des peuplements d'Algues calcaires.

Au-delà de la ligne de flexure, la subsidence est importante et les fonds descendent rapidement à plusieurs centaines de mètres de la surface (bassin dauphinois). Dans cette zone se dépose une faible épaisseur de boues calcaires formées d'organismes planctoniques pélagiques, dans lesquelles les glissements sous-marins et les courants turbides apportent périodiquement du matériel biodétritique grossier provenant des bordures, mélangé à des éléments arrachés aux formations sous-jacentes au cours du transport. Les pentes sont particulièrement fortes dans la région de Castellane, au Nord-Est d'Aix (Pont de Mirabeau), ainsi que sur la bordure orientale du bassin (haute vallée du Var). Dans tous ces secteurs, les bancs de brèches et d'intrasparudites sont nombreux et épais.

Ces phénomènes de mise en place de turbidites à éléments biodétritiques littoraux dans les micrites pélagiques sont identiques à ceux décrits dans le Portlandien de la nappe de Morcles (haute Savoie) par A. Carozzi (1952, 1957). Ils sont liés à l'existence d'une zone subsidente où la sédimentation ne réussit pas à compenser l'enfoncement, mais il ne semble pas que le terme de géosynclinal, qui implique une évolution orogénique ultérieure et correspond à des conditions géodynamiques particulières, puisse être employé pour ce bassin. Ces faciès à turbidites, dont le matériel est d'origine biologique et provient d'un précontinent stable, ne peuvent donc être qualifiés de flyschs. En effet les éléments détritiques de ces derniers proviennent d'une zone déjà plissée et émergée faisant partie d'un orogène en cours d'évolution.

L'existence possible de terres émergées situées au Sud n'est marquée par aucun apport de matériel terrigène : les calcaires sont très purs et ne renferment presque jamais de quartz ; de plus on n'observe pas les milieux réducteurs si fréquents dans les récifs côtiers actuels, comme à Tuléar sur les côtes malgaches (J.J. Blanc, H. Chamley et C. Froget 1966 ; P. Weydert, 1968). Ces caractères montrent que les édifices coralliens du Portlandien provençal se rapprochent plutôt des récifs océaniques du type Bahamas ou Grande Barrière d'Australie.

A la fin du Portlandien, le développement des récifs est interrompu et les formations berriasiennes micritiques, à Algues et coprolithes de Crustacés recouvrent l'unité récifale et toutes les zones méridionales, pouvant même peut-être reposer directement sur le Kimmeridgien aux environs de Toulon. Les profondeurs marines sont très faibles ; toute cette vaste plate-forme est située dans l'étage infralittoral ou médiolittoral (intertidal). Des émersions locales permettent le développement de Characées que l'on retrouve remaniées dans certains niveaux à grumeaux noirs ; dans des zones abritées se forment des encroûtements stromatolitiques. Un faible apport terrigène se manifeste par l'apparition dans les "calcaires blancs" de lits marneux renfermant quelques grains de quartz et par le passage dans le bassin dauphinois des calcaires purs du Portlandien aux calcaires argileux du Berriasien.

III - Conclusion

Au Jurassique supérieur, la région étudiée comporte au Sud une plate-forme subsidente pouvant être assimilée à un précontinent, limitée au Nord par une ligne de flexure. Au-delà, les fonds descendent très rapidement vers les zones profondes du bassin dauphinois (fig. 100).

SIXIEME PARTIE

CONCLUSION

En direction de l'Ouest, il semble que la bordure de la plate-forme se dirige vers le Sud-Ouest, et rien ne permet d'affirmer l'existence de l'unité récifale à l'Ouest de la Montagne Ste-Victoire. Par contre vers l'Est, les hauts-fonds occupent une vaste région entre la moyenne vallée du Var et la mer, ainsi que plus à l'Est où ils englobent les unités constituant la couverture de la partie méridionale du massif de l'Argentera. Comme au Jurassique moyen, il est probable que les faciès provençaux et en particulier les formations à Polypiers du Portlandien, se raccordent avec les dépôts de hauts-fonds de certaines unités sub-briançonnaises. On retrouve des faciès à Madréporaires, mais sans édifices construits, dans le Portlandien de l'unité des Séolanes (vallée de l'Ubaye).

L'existence de récifs à Madréporaires au Portlandien permet d'affirmer, si l'on extrapole les conditions écologiques des Polypiers actuels, que le climat devait être chaud avec des températures moyennes toujours supérieures à 20°, ce qui correspond aux conditions régnant actuellement sur la zone intertropicale. Aussi est-il possible que la disparition des récifs à la fin du Jurassique soit liée à un léger abaissement de la température, annoncé par le retrait des récifs en direction du Sud dans l'Est du Bassin parisien et le Jura au cours du Jurassique supérieur (M. Gignoux, 1950, p.385-387). Il est certain qu'à cette époque l'Equateur descend vers le Sud et que la Provence se situe entre 15° et 25° de latitude nord.

CONCLUSION

La région étudiée s'étend de Marseille à l'Ouest à la vallée du Var à l'Est et couvre la marge septentrionale, au sens large, du massif paléozoïque des Maures - Estérel - Tanneron (carte de la fig.101). Cet ensemble est caractérisé au Jurassique par un grand développement des faciès calcaires dont l'étude, tant sur le terrain (définition des formations, séquences, structures) qu'au laboratoire (microfaciès) a permis de définir les unités lithologiques et de préciser la paléogéographie de la Provence durant ce système.

I - LES FACIES ET LEUR INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE

Les grandes lignes paléogéographiques sont déterminées dès le début du Jurassique inférieur où l'on observe des variations de faciès importantes contrastant avec l'uniformité des couches du sommet du Trias (Rhétien). Le bassin dauphinois s'individualise au Nord-Ouest, séparé par le haut-fond du moyen Verdon du bassin provençal, unité paléogéographique mineure sur la bordure des Maures (fig.101).

A - Jurassique inférieur (planches XVII et XVIII)

A l'*Hettangien*, des dépôts de mer peu profonde (marno-calcaires noirs et intrasparites à coprolithes de Crustacés) sont localisés dans le bassin dauphinois : le haut-fond du moyen Verdon ne reçoit aucune sédimentation, car il est probablement émergé ; au Sud, le bassin provençal est caractérisé par des dolomies primaires, fines et litées, déposées en milieu intertidal avec émersions temporaires. Ce même faciès existe à l'Ouest du Rhône au-delà de Montpellier et dans les Causses.

Au *Sinémurien*, les faciès marno-calcaires sombres restent localisés dans le bassin dauphinois où la subsidence s'accentue. Mais les couches marines transgressent localement les bordures du haut-fond du moyen Verdon et certains points du bassin provençal avec, en particulier, des calcaires microbréchiques à Dasycladacées.

Au *Pliensbachien inférieur* (Carixien), la mer envahit toute la région, mais la subsidence n'est importante que dans le bassin dauphinois. Le faciès des biomicrites à Crinoïdes jointifs est très répandu, et indique que la profondeur reste peu importante. Le haut-fond sans doute balayé par des courants, ne reçoit toujours aucune sédimentation.

Au *Pliensbachien supérieur* (Domérien), du matériel terrigène fin envahit les bassins et des marnes noires souvent puissantes se déposent. Les bordures du haut-fond du moyen Verdon

forme très peu accidentée entoure l'emplacement du massif des Maures actuel et s'étend jusqu'à une ligne joignant Marseille, Rians, Chabrières, Castellane et Puget-Théniers. Cette plate-forme reçoit un matériel calcaire fin, localement dolomitisé et enrichi en éléments terrigènes. Elle est limitée au Nord-Ouest par une ligne de flexure et au-delà se déposent dans le bassin dauphinois des marnes noires très puissantes.

La fin du Jurassique moyen est ainsi marquée par l'effacement du bassin provençal et par une accentuation de la subsidence des régions dauphinoises. Cette situation va se maintenir pendant tout le Jurassique supérieur.

C - Jurassique supérieur (planche LXXVII)

A l'*Oxfordien inférieur*, les marnes noires continuent à se déposer dans le bassin dauphinois, tandis que des courants empêchent toute sédimentation sur la plate-forme. Il n'y a pas d'indices d'émersion.

A l'*Oxfordien moyen et supérieur*, des boues calcaires pélagiques fines à Globigérines se déposent dans le bassin dauphinois et sur la partie septentrionale de la plate-forme. Plus au Sud, sur cette dernière, balayée par des courants, se forme en abondance de la glauconie parfois associée à des phosphates (au Nord de Draguignan et de Grasse). On ne connaît pas de faciès littoraux autochtones mais on trouve parfois leurs éléments remaniés dans les niveaux allochtones. Les glissements sous-marins et les courants turbides sont très fréquents le long de la ligne de flexure qui limite au Sud-Est le bassin dauphinois où la subsidence reste très active.

Au *Kimmeridgien*, les micrites à faciès pélagique , qui renferment souvent en abondance *Saccocoma* sp., se déposent dans toute la région étudiée à l'exception des abords immédiats du massif des Maures où se localisent les dolomies. Toutefois, à la fin de la période, la profondeur de la mer diminue sur la plate-forme où se développent des faciès infralittoraux à oncolites et Bryozoaires. La zone de flexure reste jalonnée par des glissements sous-marins et par un épaississement très net des formations calcaires.

Au début du *Portlandien*, une grande "barrière récifale" à Madréporaires s'installe sur la bordure septentrionale de la plate-forme, depuis Aix jusqu'à la frontière italienne. Il sépare la mer dauphinoise d'une zone très peu profonde où se déposent des micrites, des pelsparites et des intrasparites fines, très fréquemment dolomitisées, parfois associées à des croûtes stromatolitiques. La subsidence est importante dans le bassin dauphinois où les micrites peu épaisses à organismes pélagiques (Calpionelles, Radiolaires) sont interstratifiées avec des niveaux de brèches et d'intrasparites renfermant des éléments provenant de la zone de flexure : organismes littoraux et extraclastes arrachés aux couches sous-jacentes. Les glissements sous-marins sont fréquents sur la bordure du bassin.

Le développement du récif cesse à la fin du Jurassique ; au *Berriasien*, la plate-forme méridionale est recouverte par une très faible tranche d'eau, avec localement des zones émergées. Il se dépose des micrites à *bird-eyes*, des intrasparites et des biosparites à Algues et coprolithes de Crustacés. Localement se développent des croûtes stromatolitiques. Des remaniements souvent liés à des apports terrigènes fins (marnes vertes) sont à l'origine des lits bréchiques à grumeaux noirs. Dans le bassin dauphinois, qui reste profond, se localisent les micrites un peu argileuses à organismes pélagiques.

Au *Jurassique*, la Provence se situe donc presque entièrement dans le domaine marin. Le haut-fond du moyen Verdon, étroit à l'Ouest, s'élargit vers l'Est dans les Alpes Maritimes et constitue une zone haute qui persiste jusqu'à la fin du Bathonien. Plus au Sud, un secteur

sont marquées par l'extension des *hard-grounds* et des niveaux à oolites ferrugineuses indiquant une tranche d'eau de 20 à 100 m. A la partie supérieure de l'étage se développent de nouveau des calcaires souvent siliceux à spicules et *Vidalina* sp.

Le régime de courants empêchant toute sédimentation se généralise au *Toarcien*. Les dépôts marneux de la partie inférieure de l'étage sont localisés dans les secteurs subsidents et se poursuivent au Toarcien supérieur dans la partie médiane du bassin dauphinois. Dans le bassin provençal apparaissent des calcaires souvent siliceux (biomicrites à tests fins et oncolites) de teinte claire formés à faible profondeur, qui recouvrent la bordure méridionale du haut-fond du moyen Verdon.

A l'*Aalénien* le bassin provençal, où se déposent des biomicrites claires à tests fins et oncolites est très peu profond. Ces formations sont transgressives vers le Nord sur la bordure méridionale du haut-fond du moyen Verdon. La bordure septentrionale de cette zone haute est au contraire marquée par des *hard-grounds* et des niveaux à oolites ferrugineuses. Localement apparaissent des faciès calcaréo-dolomitiques littoraux, parfois subrécifaux. Le bassin dauphinois est le siège d'une puissante sédimentation marneuse passant à l'Est à des marno-calcaires de puissance plus réduite.

L'ensemble du Jurassique inférieur constitue dans le bassin provençal une première séquence majeure d'allure générale négative suivant la théorie de A. Lombard, séquence qui débute par des faciès dolomitiques intertidaux et se termine par une discontinuité de sédimentation marquée par les *hard-grounds* du Bajocien inférieur.

B - Jurassique moyen (planches LVIII, LIX et LX)

Les dépôts calcaires du *Bajocien* recouvrent le haut-fond du moyen Verdon. Dans le bassin provençal, après l'extension des courants à l'origine de *hard-grounds* très étendus, se développent les fonds à *Cancellophycus* où se déposent des séquences marno-calcaires rythmiques. Ce même faciès représente la totalité de l'étage dans le bassin dauphinois. La profondeur de la mer est, pour la première fois, assez importante et ces dépôts peuvent être attribués au circalittoral inférieur ou même au bathyal.

Au début du *Bathonien*, tandis que la sédimentation marno-calcaire se poursuit dans les secteurs subsidents assez profonds dont la bordure est parfois marquée par des glissements sous-marins ; le haut-fond du moyen Verdon forme une zone haute, localement émergées à l'Est (Vence, Antibes), bordée par des franges littorales où les dépôts calcaires sont le plus souvent dolomitisés.

Les formations calcaréo-dolomitiques du Bathonien supérieur débutent par des intrasparites et oosparites à *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON qui envahissent la partie orientale du bassin provençal. Des couches à faciès littoral (micrites à Algues et *bird-eyes*, biomicrites à *Alzonella cuvillieri* BERNIER et NEUMANN, ou même supralittoral (marnes ligniteuses) sont directement transgressives sur les calcaires bajociens sur l'axe du haut-fond du moyen Verdon. Ces formations sont toujours datées par *Meyendorffina bathonica*. Entre Toulon et Draguignan, le Bathonien se termine par des dépôts calcaires infralittoraux (biohermes à Bryozoaires, biomicrites à oncolites), mais il ne semble pas exister de récifs coralliens au sens strict. La dolomitisation est partout importante.

Les faciès marno-calcaires à *Cancellophycus*, moins répandus, sont localisés dans la partie occidentale du bassin provençal, ainsi que dans le bassin dauphinois dont la bordure méridionale comporte des niveaux calcaires très dolomitisés.

Au *Callovien*, le bassin provençal est presque entièrement comblé et une vaste plate-

correspondant à la partie méridionale du massif des Maures actuel et à son prolongement en mer vers le Sud-Ouest, forme également un relief qui a dû être momentanément émergé, car il a fourni à plusieurs reprises du matériel terrigène et en particulier des grains de quartz hématitisés au Bathonien. Mais on n'observe pas de véritable faciès de rivage, ni de cônes deltaïques, ce qui indique une terre très peu accidentée et de faible étendue. Cette zone méridionale ne semble pas avoir porté de couches jurassiques, car on ne trouve pas de galets pouvant être rapporté à des formations de cet âge dans le poudingue turonien de La-Ciotat dont les éléments, qui proviennent d'une terre émergée située vers le Sud, sont surtout constitués de grès permiens et de calcaires barrémiens ou aptiens (J.J. Blanc, 1963).

Les lignes isopiques du Jurassique provençal ont une direction indépendante de celle des accidents tectoniques provençaux ou alpins. Par contre, là ou les déplacements de couverture sont peu importants, notamment à l'Est de Draguignan, on constate que le haut-fond du moyen Verdon correspond au "môle" ancien du Tanneron, tandis que le bassin provençal se superpose grossièrement au fossé subsident permien de l'Estérel - Le-Luc.La paléogéographie jurassique semble donc influencée par le rejeux des accidents hercyniens tardifs, orientés approximativement Est-Ouest.

II - COMPARAISON AVEC LES REGIONS VOISINES

En direction de l'Est, au-delà de la vallée du Var, les couches calcaréo-dolomitiques du Jurassique moyen et supérieur reposent directement sur les calcaires et marnes du Rhétien (Trias supérieur) comme sur le haut-fond du moyen Verdon. L'ensemble s'enfonce à l'Est de la Roya sous les unités alpines charriées dans lesquelles le Jurassique est surtout de type briançonnais. Toutefois les unités sub-briançonnaises externes situées au Sud de l'Ubaye (Séolanes, Lac d'Allos, etc...) comportent un Dogger calcaire noir à Algues débutant par un lit ligniteux et renfermant souvent *Kilianina* sp. Localement le Jurassique supérieur est corraligène et rappelle les faciès provençaux de la région de Nice. Un raccord de ces "crêtes" avec le haut-fond du moyen Verdon, en arrière du Mercantour, est possible.

Au Nord, le bassin dauphinois s'étend largement sur l'emplacement des chaînes subalpines et de la vallée du Rhône et ce n'est que plus à l'Ouest que l'on retrouve sur la bordure des Cévennes et dans les garrigues montpelliéraines, des séries calcaires ou dolomitiques d'âge jurassique moyen et supérieur.

L'existence des dolomies cubiques hettangiennes dans les unités de St-Chinian (Ouest de Pézenas) et dans les Causses suggère qu'au début du Jurassique le haut-fond du moyen Verdon se raccordait à la zone haute des Cévennes. Mais le reste du Jurassique inférieur est marno-calcaire comme sur les bordures du bassin dauphinois. Par contre au Jurassique moyen et supérieur, on retrouve à l'Ouest de Montpellier et sur la bordure méridionale des Cévennes, des séries calcaires qui se réduisent de plus en plus vers le Sud en direction de la zone axiale des Pyrénées. Cette dernière représente le prolongement, au-delà du golfe du Lion, de la zone haute des Maures.

Ces faciès calcaires de la bordure méridionale des Causses, entre Le-Vigan et Nant, présentent beaucoup d'analogies avec les séries des environs de Grasse, surtout en ce qui concerne les horizons marno-calcaires littoraux du Bathonien supérieur et les formations récifales du Portlandien.

III - LES SEQUENCES MAJEURES DU JURASSIQUE PROVENCAL

Figure 101 : Paléogéographie de la Provence et des régions voisines au Jurassique.

3° *Séquence du Jurassique supérieur.* Elle débute par des marnes ou des marno-calcaires et se termine par des calcaires souvent dolomitiques. Cette dernière séquence est également positive.

Les surfaces de discontinuité sont le plus souvent constituées par des *hard-grounds* et peuvent être suivies dans les diverses unités paléogéographiques. Sur les zones hautes, une séquence peut être incomplète ou manquer (cas du Jurassique inférieur sur le haut-fond du moyen Verdon). Dans le bassin dauphinois, les discontinuités tendent à disparaître et les séquences passent progressivement les unes aux autres ; cependant leur allure générale reste reconnaissable.

Les niveaux marqués par des *slumpings* ou des turbidites ne correspondent pas à des discontinuités régionales, mais se placent au contraire dans des phases de subsidence intense où la sédimentation est continue. Ces niveaux disparaissent très rapidement latéralement en fonction des irrégularités des pentes et des fonds sous-marins.

IV - LES MILIEUX DE SEDIMENTATION ET LES CLIMATS AU JURASSIQUE

En Provence, au Jurassique, la sédimentation marine est caractérisée par la prédominance des dépôts de matériel calcaire d'origine organique qui représentent parfois la presque totalité du volume des formations. Il s'y ajoute en général des éléments terrigènes fins d'origine lointaine (argiles) qui ne semblent pas provenir des terres émergées situées au Sud, mais plutôt des bordures occidentales et orientales du bassin dauphinois. Les terrigènes grossiers (quartz, micas, etc...) sont peu abondants et ne sont généralement pas liés aux argiles, mais plutôt aux calcaires biodétritiques grossiers de la bordure méridionale du bassin provençal ; ils peuvent provenir d'un secteur émergé situé vers le Sud.

Les récifs à Madréporaires du Portlandien ainsi que les "corps sableux" oolitiques du Bathonien supérieur constituent des indices sérieux pour suggérer que les climats régnant en Provence au Jurassique devaient être chauds et humides, du type actuellement représenté dans la zone intertropicale. L'étude des grains de quartz détritiques disséminés dans les calcaires bathoniens apporte d'autres arguments : ces grains sont souvent de petite taille (50-60 µ) et en éclats, les gros individus présentent des fissures "en grillage" et des fentes remplies d'hématite indiquant qu'ils ont subi une attaque chimique dans des conditions analogues à celles décrites par G. Millot et R. Fauck (1970) dans les régions gréseuses d'Afrique occidentale. La silice, qui est très abondante dans les formations calcaires du Jurassique inférieur, pourrait ainsi provenir d'une attaque chimique du quartz sur les terres émergées voisines du bassin de sédimentation.

Il est donc possible que des roches d'altération du type "latérite" *s.l.* se soient formées au Jurassique sur les secteurs émergés situés au Sud de la Provence actuelle où affleuraient des grès permiens, des roches métamorphiques et peut-être des formations volcaniques. Les terres devaient être basses, peu accidentées et bordées de marécages côtiers, ce qui explique la rareté des éléments détritiques terrigènes dans les bassins marins voisins. Ce matériel latéritique, remanié après la phase tectonique du Crétacé moyen, a pu être entraîné dans les dépressions situées au voisinage des régions soulevées et avoir donné, après une nouvelle évolution en milieu continental, les bauxites de Provence et du Languedoc.

En résumé, au Jurassique, la région étudiée est située en bordure du bloc continental européen, affecté par des aires subsidentes localisées à l'approche des zones océaniques mésogéennes. Le bassin provençal reste constamment peu profond (au maximum dans le circalittoral inférieur). Seul le bassin dauphinois comporte des faciès bathyaux, surtout au Jurassique

En regroupant les diverses coupes levées dans le Jurassique provençal sous forme de successions synthétiques (fig.102), on peut mettre en évidence trois séquences majeures qui sont le plus souvent séparées par des surfaces de discontinuité.

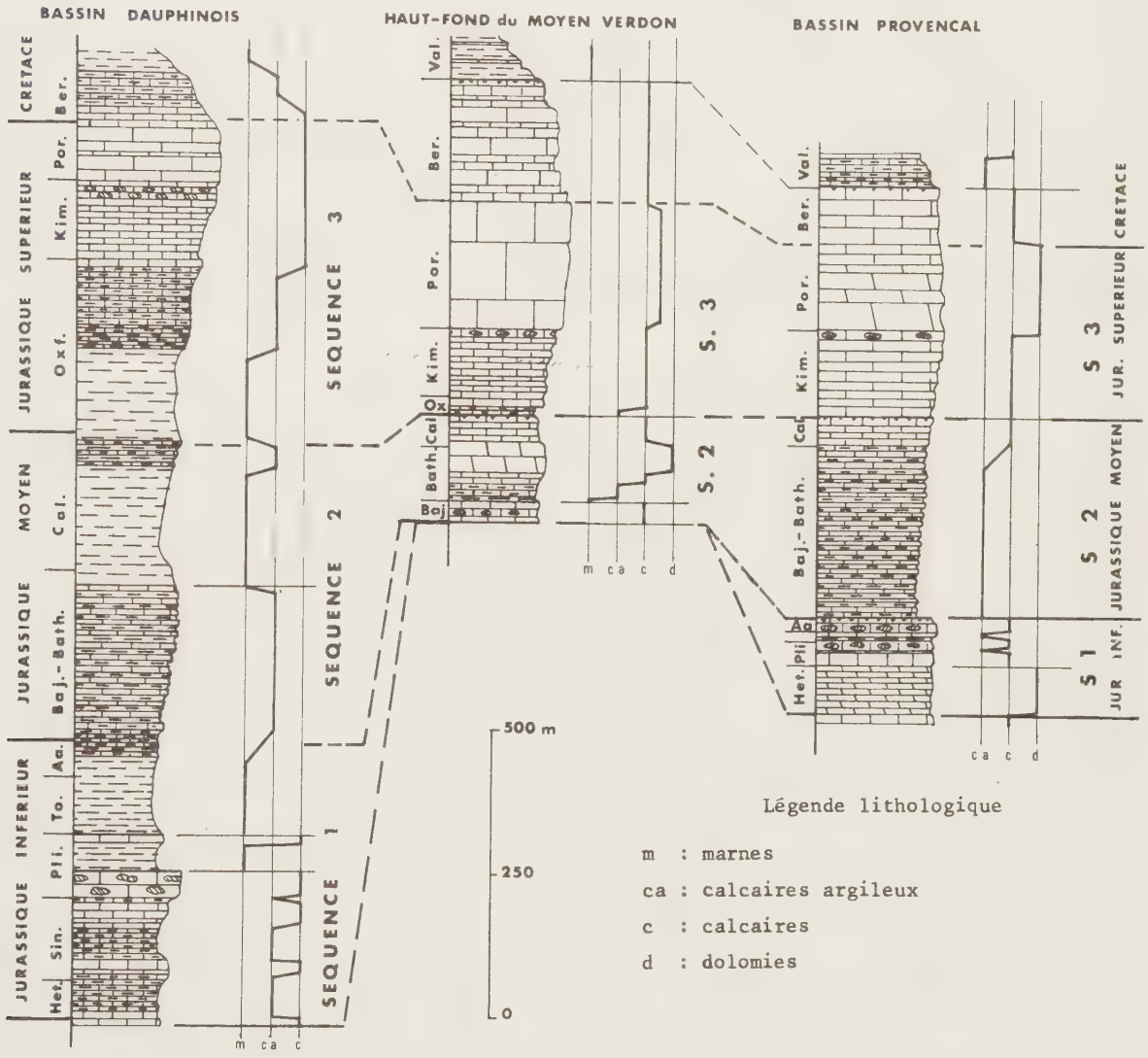


Figure 102 : Les séquences majeures du Jurassique provençal.

1° *Séquence du Jurassique inférieur.* Cette unité commence par des dolomies primaires ou des calcaires et se termine par des marno-calcaires ou des calcaires. Son sommet est marqué par un *hard-ground.* Le Jurassique inférieur constitue une séquence négative au sens de A. Lombard (1956).

2° *Séquence du Jurassique moyen.* Débutant le plus souvent par des marno-calcaires et se terminant par des calcaires, elle est couronnée par une surface de discontinuité correspondant à la lacune très fréquente du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur. C'est une séquence positive.

BIBLIOGRAPHIE

A - GEOLOGIE REGIONALE *

ANGELIER J. (1970). - Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques en Provence. La partie septentrionale de la bande triasique de Barjols (Var). Dipl. Et. Approf., Paris.

AUBOIN J. (1967). - Sur la structure de la Basse Provence : le chevauchement sud-provençal. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 76-78.

AUBOIN J., MENNESSIER G. (1960-1963). - Essai sur la structure de la Provence. *In.* livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, t. 2, p. 45-98, *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*

BAISSAS P., GINSBURG L. (1964). - La géologie du cap d'Antibes. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, sér. 2, t. 36, n° 2, p. 298-301.

BARBIER R. (1950). - La structure du signal de Barbin près de la Palud (Grand Canyon du Verdon B.A.). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 247-249.

BATHIARD M., LAMBERT C. (1968). - Rapport entre la tectonique de socle et la tectonique de couverture sur la bordure ouest des Maures. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 10, p. 428-435.

BEAUDOIN B. (1967). - A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique et au Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 264, p. 446-449.

BEAUDOIN B. (1970). - Sédimentation à "caractère flysch" dans une série carbonatée "pélagique" (jurassique terminal - Crétacé basal des chaînes subalpines méridionales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 58-60.

BERTRAND L. (1896). - Etude géologique du Nord des Alpes maritimes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 9, n° 56, 214 p., 33 fig., 8 pl.

BERTRAND M. (1887). - Ilot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 15, p. 667-702.

BERTRAND M. (1908). - Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. Mém. Acad. Sci., t. 50, n° 2.

BLANC J.J. (1963). - Paléocéanographie du Turonien dans le massif du Soubeyran (Cassis, La Ciotat, B. du R.). *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. 34, p. 59-78, 4 pl.

BLANC J.J. et GOUVERNET C. (1967). - L'Isthme durancien en basse Provence occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 9, p. 631-638.

BLANC J.J., TEMPIER C. (1963). - Etudes sur la sédimentation calcaire récifale. I. l'exemple des calcaires blancs portlandiens de la région du Verdon. *Rec. Trav. Str. Mar. End.*, Marseille, Bull. 28, fasc. 43, p. 121-159.

BORDET P. (1950). - Le dôme permien de Barrot et son auréole de terrains secondaires. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 40, n° 228, 40 p., 10 fig.

* En ce qui concerne les travaux antérieurs à 1929, une liste très complète a été fournie par A. Lanquine, et seuls les ouvrages les plus importants ont été cités.

supérieur. Mais ce bassin ne peut à aucun moment être assimilé par ses dimensions ou, par son évolution géodynamique, à une aire océanique : il correspond à une mer épicontinentale installée sur un craton assez stable et très peu accidenté pouvant être comparé à certaines zones de bordure des continents africain ou australien actuels.

COTILLON P. (1960b). - Caractères pétrographiques et genèse des galets noirs de Provence (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 170-171.

COTILLON P. (1968). - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. Thèse, Doct. état, Lyon.

DEBELMAS J. (1961). - Le Lias supérieur au Nord de Castellane et dans la haute vallée de l'Estéron (B.A.). Découverte d'une lentille de minerai de fer aalénien. *In* : Colloque sur le Lias français, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 4, p. 707-708.

DONZE P. (1958). - Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur le pourtour de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.* Lyon nouv., sér. 3, p. 1-221.

DONZE P. (1962-1964). - Les formations de la limite jurassique-crétacé dans le Sud-Est de la France. *In :* Compte rendu du "Colloque du Jurassique à Luxembourg 1962". Publication de l'Institut Grand-Ducal, section des Sci. nat. phys. et math., Luxembourg 1964, p. 531-533.

DUBUIS J. (1964). - Etude géologique de la montagne de Vibres et de ses entours. Dipl. Et. Sup., Fac. Sci., Besançon.

DUFAURE Ph. (1958). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 1, n° 2, p. 87-115.

ELLENBERGER F. (1967). - Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc. Notes sur les charriages cisaillants. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris, sér. 2, vol. 9, fasc. 2, p. 87-142.

ELLENBERGER P. (1965). - Découverte de pistes de vertébrés dans le Permien, le Trias et le Lias inférieur aux abords de Toulon (Var) et d'Anduze (Gard). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 5856-5859.

FABRE-TAXY S. (1961). - Le Lias de Provence. *In :* Colloque sur le Lias français. *Mém. Bur. Rech. géol. Min.*, Paris, n° 4, p. 77-84.

FAURE-MURET A. (1955). - Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera Mercantour. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, n° 28, 336 p., 60 fig., 25 pl.

FLICOTEAUX R. (1960). - Contribution à l'étude géologique du bassin d'Aix (Aix 6, 7, 8). Dipl. Et. sup., Marseille.

FOURY G. (1964). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique des Alpilles. Thèse 3ème cycle, Micropal., Paris, 175 p., 30 pl., 1 carte.

FUJIWARA H. (1968). - Etude géologique de l'arc de Castellane dans la région de Saint-Auban (A.M.). (zone subalpine méridionale). Thèse de Doctorat d'Université, Grenoble.

GARIEL O. (1961). - Le Lias du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes). *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 4, p. 697-706, 4 fig.

GAUTIER M. (1930). - Contribution à l'étude du calcaire portlandien. *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, sér. 2, t. 4, fasc. 13, p. 253-276, pl. 1-7.

GIGNOUX M. (1952). - La bordure des chaînes subalpines dans les gorges du Loup (A.M., feuille de Nice). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 298-301.

GIGNOUX M. et MORET L. (1937a). - Sur l'existence des lagunes purbeckiennes dans le Sud-Est de la France. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 116-117.

GIGNOUX M. et MORET L. (1937b). - Nouvel indice de l'extension du Jurassique moyen dans les Alpes maritimes à l'Est du Var inférieur. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 221-223.

GINSBURG L. (1953). - Feuilles Castellane et Roquesteron au 50.000e, région d'Andon et de Thorenc. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 51, n° 239, p. 145-159.

GINSBURG L. (1959). - Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var (A.M.). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 57, n° 259, 38 p., 14 fig.

BUSSER T. et PACHOUD A. (1966). - Contribution à l'étude géologique des chaînons compris entre l'Arc et la vallée de Lambesc à l'Ouest d'Aix-en-Provence (Bouches du Rhône). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 8, p. 786-792.

CAMPREDON R. (1962). - Etude géologique du massif de Carpiagne. Dipl. Et. supérieures, Fac. Sci., Marseille.

CAMPREDON R. (1965). - Structure du massif de Carpiagne près de Marseille. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. 37, p. 21-26.

CARON J.-P. H. (1965). - Sur la position tectonique du Trias de la région toulonnaise. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 5069-5072.

CARON J.-P. H. (1968). - Mise en évidence du Muschelkalk inférieur dans la région toulonnaise (Var). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 266, p. 1699-1701.

CARON J.-P. H. (1969). - Livret guide de l'excursion des 1er et 2 octobre 1969 sur le Trias de Provence. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme*, Marseille, sér. C, n° 1, 19 p., 8 fig. h.-t.

CARON J.-P. H., GUIEU G., TEMPIER C. (1966). - Quelques aspects de la tectonique tangentielle en basse Provence occidentale. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 41-43.

CARON J.-P. H., TEMPIER C. (1967). - Nouvelles observations stratigraphiques et tectoniques sur le versant méridional de la Sainte-Baume (feuille Aubagne au 50.000e et Marseille au 80.000e). *Bull. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 61, n° 279, p. 409-417, 1 pl. h.-t.

C. F. P. (1968). - Rapport au Bulletin information Assoc. Géologues du Sud-Est. p. 42-43.

CHARLES R.P. (1948). - Le Lias de Basse Provence occidentale : étude paléontologique et paléobiologique. Thèse, Marseille.

CHARLES R.P. (1950). - Le Jurassique de la vallée de Vauvenargues. *Bull. Mus. Hist. nat.*, Marseille, t. 10, p. 49-58, 2 fig.

COLLOT L. (1880). - Description géologique des environs d'Aix en Provence. Thèse, Montpellier.

COLLOT L. (1889). - Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 17, p. 49-102.

CORNET C. (1967). - Le massif de St-Clément : Conséquences de sa mise en place sur le Trias du Gapeau et de Garéoult ainsi que sur les massifs environnants. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 9, p. 579-584.

CORROY G. (1935a). - Présence de l'Aalénien dans les chaînes nord-est du cadre montagneux de Marseille. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 153.

CORROY G. (1935b). - Observations préliminaires sur la feuille Aubagne au 50.000e. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 250-251.

CORROY G. (1939). - Le massif de la Ste-Baume. Etude géologique. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 41, n° 201, 127 p., 39 fig., 6 p., 2 cartes.

CORROY G. (1945). - Présence du Valanginien dans le massif de Sainte-Victoire près d'Aix-en-Provence. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 173-174.

CORROY G. (1957). - La montagne Sainte-Victoire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 60, n° 251, 47 p., 17 fig., 1 pl.

CORROY G., DENIZOT G. (1943). - La Provence occidentale. Herman édit., Paris, 182 p., 41 fig.

CORROY G., DURAND J.-P., TEMPIER C. (1964a). - Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, p. 1556-1557.

CORROY G., DURAND J.-P., TEMPIER C. (1964b). - Evolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 6, p. 91-106.

COTILLON P. (1960a). - Description d'une coupe de la partie supérieure des calcaires blancs de Provence au Nord du département du Var. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 60-62.

KILIAN W., GUEBHARD A. (1902). - Etudes paléontologiques et stratigraphiques du système jurassique dans les préalpes maritimes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, sér. 4, t. 2, p. 737-828.

LANQUINE A. (1929). - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales : I - Le Lias et le Jurassique inférieur. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 32, n° 173, 385 p., 16 fig.

LANQUINE A. (1932a). - Sur l'extension, les faciès et les faunes de l'Argovien dans les chaînes provençales. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, p. 634-636.

LANQUINE A. (1932b). - Transformation profonde de calcaires dolomitiques hettangiens en roches cargneulisées. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 49.

LANQUINE A. (1933a). - Les étirements de bordure du massif jurassique de Thèmes et de ses abords. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 197, p. 77.

LANQUINE A. (1933b). - Quelques observations stratigraphiques et tectoniques aux environs d'Aiguine (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 77-79.

LANQUINE A. (1934a). - Observations complémentaires sur le Lias et le Jurassique des environs de Salernes et de Sillans (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 138-139.

LANQUINE A. (1934b). - Quelques précisions au sujet du Lias de la région varoise méridionale et du Bathonien supérieur du versant nord de Sainte-Victoire. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 149-150.

LANQUINE A. (1934c). - Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la bordure des massifs jurassiques au Sud et au NW de Méounes (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 161-163.

LANQUINE A. (1935). - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales : II - Le Jurassique moyen et supérieur. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 38, n° 191, 135 p., 3 fig.

LANQUINE A. (1936a). - Sur le Lias du versant méridional de la montagne de la Loube (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 262-263.

LANQUINE A. (1936b). - Sur le Bajocien et le Bathonien de la montagne de la Loube (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 286-288.

LANQUINE A. (1940). - La terminaison orientale de l'ensemble Lias-Jurassique du chaînon de St-Guines et ses relations avec le Trias de Flassan. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 211, p. 650-652.

LANQUINE A. (1951). - Sur la succession Hettangien, Lias moyen aux environs de Toulon. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 86-88.

LAPPARENT A.F. De (1938). - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 40, n° 198, 302 p., 57 fig.

LUTAUD L. (1924). - Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. Thèse, Doct. état, Paris.

LUTAUD L. (1957). - La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Paris, (nouv. sér.), t. 1, p. 103-112.

MARIE P., MONGIN D. (1957). - Le Valanginien du Mont-Rose de la Madrague (massif de Marseilleveyre, Bouches du Rhône). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 7, p. 401-425.

MATTAUER M., PROUST F. (1963). - Sur le sens du déplacement de la nappe du cap Sicié près de Toulon (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 210-212.

MEDUS J. (1971). - Contribution à la connaissance des associations palynologiques du Berriasien de Savoie occidentale. Application à la Provence. *Ann. Univ. Provence*, Marseille, t. 45 p. 243-249.

MENNESSIER G. (1959). - Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, nouv. sér., t. 38, 174 p.

MENNESSIER G. (1960). - Le style tectonique de la chaîne provençale dans la région de Draguignan. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Paris, nouv. sér., t. 3, fasc. 1, p. 3-14.

GINSBURG L. (1961). - Observations stratigraphiques sur la feuille de Grasse-Cannes au 50.000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 58, p. 259-264.

GLANGEAUD L. (1967). - Epirogenèse ponto-plio-quaternaire de la marge continentale franco-italienne du Rhône à Gènes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 9, n° 3, p. 426-449.

GLANGEAUD L. (1968). - Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev. Géogr. phys. et géol. dyn.*, Paris, sér. 2, vol. 10, fasc. 2, p. 83-135.

GOGUEL J. (1936). - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 360 p., 253 fig.

GOGUEL J. (1939). - Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 41, n° 202, 48 p., 26 fig.

GOGUEL J. (1944). - Contribution à l'étude paléocéanographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 44, n° 215, 62 p., 43 fig.

GOGUEL J. (1953). - Les Alpes de Provence. Herman et Cte éditeurs, Paris, 123 p., 45 fig.

GOTTIS M., TINTANT M. (1948). - Le Jurassique supérieur du Bas-Languedoc. *Rev. Inst. fr. Pétrole et Ann. Com. liq.*, Paris, vol. 3, p. 76-82.

GOUVERNET C. (1963). - Structure de la région toulonnaise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, Imprimerie nationale, 244 p., 74 fig.

GOUVERNET C., CHARLES R.P. (1948). - Présence de Sinémurien supérieur fossilifère près de Broussan au NNW de Toulon. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 278-279.

GUBLIER-WAHL Y. (1929). - Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut-Verdon et du Bachelard (Basses-Alpes). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 32, n° 174.

GUIEU G. (1963).-Etude lithologique du Néocomien du massif de Marseilleveyre. Dipl. Et. Sup., Marseille.

GUIEU G. (1964). - L'âge des dolomies de la zone centrale de la chaîne de l'Etoile au Nord de Marseille. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 258, p. 3072-3073.

GUIEU G. (1965). - Structure des massifs du Regaignas, de l'Olympe et de l'Aurélien (B. D. R. et Var). *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, t. 37, p. 3-20.

GUIEU G. (1966a). - Stratigraphie et structure du massif de La Lare (Sainte-Baume). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 2321-2322.

GUIEU G. (1966b). - Etude stratigraphique des formations dolomitiques de la zone centrale de la chaîne de l'Etoile au Nord de Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 8, p. 734-748.

GUIEU G. (1967). - Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 9, p. 610-630.

GUIEU G. (1968). - Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse Doct. Etat, Marseille, 2 t, 604 p. 139 fig.

GUIEU G., TEMPIER C. (1968). - Nouveaux éléments sur le Jurassique supérieur de la région de Marseille. *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, t. 40, p. 105-119.

HAUG. E. (1891). - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 3, n° 21, 197 p., 20 fig.

HERITIER F. (1950). - Contribution à l'étude géologique de la vallée du Haut-Var et de la couverture sédimentaire du dôme de Barrot. Dipl. Et. Sup. Grenoble.

KILIAN W. (1888). - Description géologique de la Montagne de Lure. Thèse Doct. état, Paris.

KILIAN W. (1895). - Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à l'étude des terrains secondaires du S.E. de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 23, p. 659-803.

ROUCHET J. du (1952). - Etude stratigraphique des argiles bathoniennes de Vallauris et de la base du Bathonien d'une partie des Alpes Maritimes. Dipl. Et. Sup., Grenoble.

ROUX M. (1968). - Etude géologique du massif des Cadières de Brandis, l'Ouest de Castellane. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Grenoble, t. 44, p. 339-352.

ROUSSET C. (1968). - Contribution à l'étude des karsts du SE de la France : altérations morphologiques et minérales. Thèse d'état, Marseille, 533 p., 83 fig.

STURANI C. (1966). - Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrème area (South eastern France, dept. Basses-Alpes). *Bull. Soc. Paléont. ital.*, vol. 5, n° 1, p. 3-57, 4 fig., 24 pl.

TEMPIER C. (1961). - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du double pli des Pallières. Dipl. Et. Sup., Marseille, 42 p., 24 fig., 10 pl.

TEMPIER C. (1963). - Etude tectonique du double pli des Pallières à l'Est de Rians (Var). *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, t. 34, p. 159-173.

TEMPIER C. (1964). - Sédimentologie et paléocéanographie des formations marneuses du Callovien et de l'Oxfordien inférieur dans la région de Vauvenargues (Bouches du Rhône). *Rec. Trav. St. Mars.* Endoume, Marseille, Bull. 28, fasc. 43, p. 121-159.

TEMPIER C. (1965). - Variations latérales de faciès et lithostratigraphie du sommet du Jurassique moyen et de la base du Jurassique supérieur pour un secteur de la Provence occidentale. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Marseille, t. 25, p. 35-39.

TEMPIER C. (1966a). - Les faciès du Jurassique terminal en Provence. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 262, p. 958-960.

TEMPIER C. (1966b). - Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance, leur répartition géographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 8, p. 468-470.

TEMPIER C. (1966c). - Sur l'existence et la signification de structures sédimentaires particulières au sommet de l'Oxfordien de Provence. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 224.

TEMPIER C. (1968). - Nouvelles données sur le Jurassique du massif de Sainte-Victoire et des secteurs voisins. *Ann. Fac. Sci.*, Marseille, t. 40, p. 79-103.

X (1966). - Séance spécialisée de la Société géologique de France consacrée aux chaînes subalpines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 8, n° 3.

X (1967). - Séance spécialisée de la Société géologique de France sur la Provence à Marseille. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 9, n° 4,

ZURCHER Ph. (1892). - Note sur les zones de plissement de Salernes et d'Aups. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 19, p. 1178-1201.

ZURCHER Ph. (1895). - Feuille Castellane n° 224 de la carte géologique de France au 80.000e, 1ère édition et notice explicative.

Cartes géologiques

Feuilles au 80.000° :
Aix (3° éd.), Antibes (3° éd.), Arles (2° éd.), Castellane (3° éd.), Digne (3° éd.), Draguignan (2° éd.), Forcalquier (3° éd.), Marseille (3° éd.), Nice (3° éd.), St-Martin-Vésubie (2° éd.), Toulon (2° éd.).

Feuilles au 50.000° :
Aix en Provence (2° éd.), Aubagne-Marseille (2° éd.), Collobrières, Draguignan, Fayence, Fréjus-Cannes, Hyères, La-Ciotat, Martigues, Menton-Nice, Pertuis, Puget-Théniers, Reillanne, Salernes, Salon de Provence, St-Martin-Vésubie, Tavernes, Toulon.

MENNESSIER G. (1961). - Etude tectonique de la région de Callian-Montauroux (Var). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, t. 58, n° 264, p. 233-241.

MENNESSIER G. (1963). - Sur la tectonique et l'évolution morphologique de la région de Mons (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 334-335.

MENNESSIER G. (1965). - Sur la structure des chaînons provençaux situés au Sud-Est du confluent du Verdon et de la Durance (Basse Provence). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 303-305.

MICHALET A. (1895). - Le Bathonien des environs de Toulon et ses Echinides. Description d'un nouveau genre *Heteropedina*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 23, p. 50-75.

MICHOLET-BOIZIAU N. (1963). - Contribution à l'étude géologique du Lias supérieur et du Dogger de La Mure à Castellane. Thèse 3ème cycle Micropal., Paris.

MONGIN D., TROUVE P. (1952). - Le Valanginien inférieur calcaire du grand canyon du Verdon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 3, p. 223-239.

MOUTERDE R. (1961). - Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne, et Castellane. C. R. Colloque Lias français. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 4, p. 715-718.

MOUTERDE R., PETITEVILLE P., RIVOIRARD R. (1961). - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 4, p. 709-713.

PALAUSI G. (1968). - Sur un niveau oolithique du Dogger provençal dans les Alpes Maritimes. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 10.

PARENT H. (1935a). - Nouvelles observations sur le Bathonien de Valaury St-Hubert (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 62-64.

PARENT H. (1935b). - Observations sur le terrain bathonien du Var entre le Gapeau et l'Argens. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 90-92.

PARENT H. (1935c). - Observations sur le Bathonien du Var entre St-Hubert et le Nord de Toulon. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 100-102.

PARENT H. (1935d). - Successions fossilifères comparées du Bathonien du Var et du bassin de Paris. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 119-120.

PARENT H. (1940a). - Faunes du Bradfordien et du Cornbrash de Valaury, St-Hubert (Var). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 31-32.

PARENT H. (1940b). - Différents faciès du Bathonien moyen de la région toulonnaise. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 86-87.

PARENT H. (1942). - Présence de l'Oxfordien dans le Nord du département du Var (Mons, Montmeyan). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 94-95.

PARENT H., GERMAIN J. (1938). - Gisement bathonien de St-Martin de Pallières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 7, p. 639-693.

PFENDER J. (1937). - A propos du Purbeckien du Sud-Est de la France. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 181-183.

REMANE J. (1960). - Les formations bréchiques dans le Tithonique du SE de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Grenoble, t. 36, p. 75-114.

REPELIN J. (1898). - Sur le Jurassique de la chaîne de la Nerthe et de l'Etoile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 26, p. 517-531.

REPELIN J. (1936). - Découverte de fossiles dans les dolomies supérieures à la zone à avicula contorta en Provence. *C. R. Assoc. fr. Avanc. Sci.*, Marseille 1936, p. 251-253.

RICHE Ph., RIVIER F., MICHOLET J. (1961). - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. C. R. Colloque Lias français. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, n° 4, p. 719-734.

CAROZZI A. (1953). - Pétrographie des roches sédimentaires. Criffon, Neuchatel, Dunod, Paris.

CAROZZI A. (1954). - Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. *Rev. Gén. Sciences*, Paris, t. 59, n° 7-8, p. 229-245.

CAROZZI A. (1954). - Le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. *Ecologae géol. Helveticae*, vol. 47, n° 2, p. 373-376.

CAROZZI A. (1955). - Some remarks on cyclic calcareous sedimentation as an index of climate variations. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 25, n° 1, p. 78-79.

CAROZZI A. (1957). - Tracing turbidity current deposits down the slope of an alpine basin. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 27, n° 3, p. 271-281.

CAROZZI A. (1960). - Microscopic sedimentary petrography, John Wiley, New-York, London.

CAYEUX L. (1916). - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. Carte géol. Fr.*, Paris, Imprimerie Nationale, 524 p.

CAYEUX L. (1929). - Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Carte géol. Fr.*, Paris, Imprimerie Nationale, 774 p.

CAYEUX L. (1931). - Origine épigénique des dolomies jurassiques des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 192, p. 645.

CAYEUX L. (1935). - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Paris, Masson, 447 p.

CHILINGAR G.V., BISSELL H., FAIRBRIDGE R.W. (1967). - Carbonate rocks. Physical and chemical aspects. *Developments in Sedimentology*, 9B, Elsevier, Amsterdam, 413 p.

COLOM G. (1955). - Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of western mediterranean zone and the atlantic area (5 pl.). *Micropaleontology*, vol. 1, n° 2, p. 109-124.

COLOM G. (1957). - Sur les caractères des géosynclinaux mésozoïques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 7, p. 1167-1188.

COLOM G. (1967). - Sur l'interprétation des sédiments profonds de la zone géosynclinale baléare et subbétique (Espagne). *Paléogéogr., Paléoclim., Paléoécol.*, n° 3, p. 299-310, 3 pl., 1 fig.

COMITE FRANCAIS DE STRATIGRAPHIE. - Principe de classification et de nomenclature stratigraphique, Paris, 1962, 15 p.

COURMES F. (1966). - Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du passage Jurassique-Crétacé dans la région de Telagh. Thèse 3ème cycle, Alger.

CROS P. (1965). - Contribution à l'étude stratigraphique du Lias des dolomites italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 7, p. 437-442.

CUMINGS E.R. (1932). - Reefs or bioherms ? *Bull. géol. Soc. Amer.*, vol. 34, p. 33.

CUMINGS E.R. SHROCK R.R. (1928). - Niagaran coral reefs of Indiana and adjacent states and their stratigraphic relations. *Bull. géol. Soc. Amer.*, vol. 39, p. 579-620.

CUVILLIER J. (1952). - La notion de "microfaciès" et ses applications "Atti"VII *conv. naz. del metano e del Petrolio*, Taormina. IRES, Palermo.

CUVILLIER J. (1961). - Etude et utilisation rationnelle des microfaciès. *Rev. Micropaléontologie*, Paris, vol. 4, n° 1, p. 3-6.

DANGEARD L. (1936). - Etude des calcaires par coloration et décalcification. Application à l'étude des calcaires oolithiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 6, p. 237-245.

DELCEY-LEDUC F. (1961). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique ardéchois. Thèse 3e cycle, Paris, 97 p., 11 pl.

DELFAUD J. (1969). - Essai de géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse Doct. état, Sc. Nat., Bordeaux, 6 vol. ronéo, 1000 p., 177 fig., 6 tabl., 1 vol. de 6 pl.

B - OUVRAGES GENERAUX

AGER D.V. (1963). - Principles of Paleoecology. Mc. Graw. Hill book Comp. Inc., 371 p.

ARKELL W.J. (1946). - Standard of the European Jurassic. *Bull. géol. Soc. America*, Washington, vol. 57, p. 1-34.

ARKELL W.J. (1956). - Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, London and Edinburgh.

AUBOIN J. (1959). - Granuloclassement vertical (Graded bedding) et figures de courants (curents-marks) dans les calcaires purs. Les brèches de flanc des sillons géosynclinaux. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 1, p. 578-582.

BEAUVAIS L. (1964). - Etude stratigraphique et paléontologique des faciès à Madréporaires du Jurassique supérieur du Jura à l'Est du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 43, n° 100.

BERNIER P. (1967). - Etude géologique du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur au Sud des Cévennes. (Région de Ganges-Madures). 211 p., 20 coupes, Atlas 24 pl., 1 carte. Thèse 3ème cycle, Micropal., Paris.

BIEBER C.L. (1952). - Currents directions indicated by cross-bedding in deposits of early Mansfield age in southwestern Indiana. *Proc. Indiana Acad. Sci.*, vol. 62, p.228-229.

BLANC J.J. (1967). - Les stylolites. Origine possible. *Réc. Trav. St. Mar. Endoume*, Marseille, Bull. 29, fasc. 37, p. 137-145.

BLANC J.J. (1968). - Méthodes d'étude des séries sédimentaires. *Trav. Lab. Géol. Luminy*, Marseille, n° 1, 130 p., 36 pl.

BLANC J.J. (1969). - Sédimentologie et paléocéanographie de l'Urgonien au Sud de Saint-Christol et du plateau d'Albion (Vaucluse). *Réc. Trav. St. Mar. Endoume*, Marseille, Bull. 46, fasc. 62, p. 213-251.

BONNEFOUS J., RAKUS M. (1965). - Précisions nouvelles sur le Jurassique du Djebel Bou Kornine d'Hammam-lif (Tunisie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, T.7, p.855-859.

BONNEFOUS J. (1967). - Jurassic stratigraphy of Tunisia : a tentative synthesis. In Guidebook to the Geology and History of Tunisia. *Petr. Expl. Soc. of Libya*, vinth Ann. field Conf. p. 109-130.

BOSCH B. (1965). - Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Jurassique de la région de St-Jean Pied de Port (B. P.). Thèse 3ème cycle, Paris, 124 p.

BOUMA A.H. (1962). - Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 p.

BOUMA A.H., BROUWER A. (1964). - Turbidites. Development in sedimentology n° 3, Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 1964.

BRADLEY W.H. (1929). - The varves and climate of the Green River. *Epoch. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 158 E.

BRADLEY W.H. (1931). - Non-glacial marine varves. *Amer. Journ. Sci.*, sér. 5, vol. 22, p. 318-330.

CAROZZI A. (1949). - Rapports entre microfaune benthique et microfaune pélagique. *Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 2, fasc. 1, p. 169-171.

CAROZZI A. (1950). - Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 3, p. 17-40 et 95-146.

CAROZZI A. (1951). - Turbidity currents et brèches multicolores du Purbeckien du Grand Salève (Hte Savoie). *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, vol. 4, fasc. 3, p. 205-208.

I. F. P. (1959). - Le problème des dolomies. 1) Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. 2) Répartition des dolomies dans le Dinantien des Ardennes. *Rev. Inst. fr. Pétrol.*, t. 14, n° 4-5, p. 474-534.

I. F. P. (1966). - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Paris, éd. Technip.

JOHNSON J.H. (1964). - The Jurassic algae. *Quart. Colorado school of Mines*, vol. 59, n° 2.

JUNG J. (1958). - Précis de pétrographie. Masson éd., Paris.

KUENEN Ph. H. (1952). - Paleogeographic significance of graded-bedding and associated features. *Proc. Koninkl. Ned. Akad.*, Wetenschap, sér. B, vol. 55, n° 1, p. 28-36.

KUENEN Ph. H. (1953a). - Significant features of graded bedding. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum. Geol.*, vol. 37, p. 1044-1066.

KUENEN Ph. H. (1953b). - Graded bedding with observations in Lower Paleozoïc rocks of Britain. *Verhandel, Koninkl., Ned. Akad.* Wetenshap. Afdel Natuurk, vol. 26, n° 3, p. 1-47.

KUENEN P. (1964). - Marine Geology. John Wiley and sons Inc., New-York.

Laboratoire de Géologie marine de la Faculté des Sciences de Marseille (1966). - Guide des techniques du Laboratoire de Géologie marine, 168 p.

LAFFITE R., LECLAIRE L. (1967). - Sur la diagenèse au sein des boues calcaires ayant conduit à la formation de la craie et des calcaires microgranulaires. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 1698-1701.

LAFFITE R., NOEL D. (1967). - Sur la formation des calcaires lithographiques. *C. R. Acad. Sci.* Paris, t. 264, p. 1379-1380, 2 pl.

LANG J. (1963). - Application du "tamisage virtuel" aux calcaires détritiques de la région de Nantua. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 3, p. 330-332.

LANTEAUME M., BEAUDOIN B., CAMPREDON R. (1967). - Figures sédimentaires du flysch "grès d'Annot" du synclinal de Peira-Cava. Ed. du C.N.R.S., Paris, 1 vol., 97 p., 61 pl.

LASNIER J. (1965). - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique des hautes plaines algériennes (Aïn Sefra, Méchéria, Saïda, Nador, Hodna). Thèse 3e cycle, Paris, 175 p., 20 pl.

LECOMPTE M. (1957). - Les récifs dévoniens de la Belgique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 7, p. 1045-1068.

LESSERTISSEUR J. (1955). - Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mém. Soc. géol. Fr., nouv. sér.*, t. 34, n° 74, 150 p., 10 pl.

LOEBLICH A.R., TAPPAN H. (1964). - Treatise of Invertebrate Paleontology (C) Protista 2 - 2t. Moore Ed. Geol. Soc. of America. University of Kansas Press.

LOMBARD A. (1956). - Géologie sédimentaire, les séries marines. Masson éd. Paris.

LOMBARD A. (1965). - La stratification - Révision critique et essai de théorie génétique. Eclog. Geol. Helvetia, t. 58, n° 1, p. 135-155.

LOMBARD A. (1967). - Paléosédimentation du bassin de type miogéosynclinal helvétique dauphinois. *Rev. géogr. phys. Géol. dyn.* (2), vol. 9, fasc. 3, p. 199-218.

LUCAS G. (1938a). - Les Cancellophycus du Jurassique sont des Alcyonaires. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, p. 1914-1916.

LUCAS G. (1938b). - Océanographie et évolution des fonds jurassiques à Alcyonaires (Cancellophycus) de la région de Ghar Rouban (Frontière algéro-marocaine). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 46-48.

LUCAS G. (1942). - Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi El Abed (frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, sér. 2, n° 16, 2 t.

DODD J.R. (1966). - Processes of conversion of aragonite to calcite with examples from the Cretaceous of Texas. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 36, n° 3, p. 733-741.

DREYFUSS M. (1951). - Les lacunes dans le Callovien et l'Oxfordien du Jura occidental sont-elles dues aux courants de marée. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 98-100.

DUPLAIX S. (1958). - Détermination microscopique des minéraux des sables. Lib. Polytech. Ch. Béranger, Paris et Liège, 96 p.

ELMI S., MOUTERDE R. (1965). - Le Lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Lyon, n° 12, p. 143-246.

ENAY R. (1962). - L'étage Tithonique. C.R. Colloque du Jurassique de Luxembourg 1962, Publication de l'Institut Grand Ducal, section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques, p. 355-379.

FAIRBRIDGE R.W. (1954). - Stratigraphic correlations by microfacies. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 252, p. 683-694.

FAUCK K. (1970). - Evolution des quartz dans les sols rouges ferrallitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique occidentale. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 271, p. 2273-2276.

FEDIAEVSKY A. (1963). - Méthodes d'étude quantitative des microfaciès calcaires. *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 6, n° 3, p. 175-182.

FISCHER J.C. (1970). - Tendances et méthodes en paléoécologie. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 121-122.

FOLK R.L. (1957). - Petrology of sedimentary rocks. A course Manual. Hempill, Austin, Texas.

FOLK R.L. (1959). - Practical petrographic classification of limestone. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum. Geol.*, vol. 43, p. 1-38.

FOLK R.L. (1962). - Spectral subdivision of limestones types. In. W.E. HAM (editor) Classification of carbone rocks. *Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, Mém. 1, p. 62-84.

FOURCADE E. (1963). - Le Jurassique supérieur du Nord-Ouest de l'Aquitaine. Thèse 3e cycle, Paris, 143 p.

GALLIHER E.W. (1935a). - Geology of glauconite. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum, Geol.*, vol. 19, p. 1569-1601.

GALLIHER E.W. (1935b). - Glauconite genesis. *Bull. géol. Soc. Amer.*, vol. 46, n° 9, p. 1351-1355.

GIGNOUX M. (1950). - Géologie stratigraphique. Masson, Paris.

GOGUEL J. (1938). - Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 8, p. 251-263.

GOLDBERG M. (1967). - Supratidal dolomitisation and dedolomitisation in Jurassic rocks of Hamakhtesh Hagatan, Israel. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 37, n° 3, p. 760-773.

GRABAU A.W. (1904). - On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Journ. Sci.*, vol. 33, p. 228-247.

HAM W.E. (1954). - Algal origin of the "birseyes" limestone in the Mc Lish formation. *Proc. Oklahoma, Acad. Sci.*, vol. 33, p. 200-203.

HAM W. (1962). - Classification of carbonate rocks. A symposium. *Amer. Assoc. Petroleum.Geol.*, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Mém. n° 1, 279 p.

HAUG.E. (1898). - Portlandien, Tithonique et Volgien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 3, t. 26, p. 197-228.

HECKER R.F. (1960). - Bases de la Paléoécologie. Moscou (1957), Ed. Technip., Paris.

STRAKOV N.M. (1958). - Méthode d'étude des roches sédimentaires - Moscou (1957). Traduit du Russe. Ann. Serv. inf. géol. B.R.G.M., France, n° 35, 2t.

STURANI C. (1967). - Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (lumachelle à *Posidomya alpina* Gras). *Bull. Soc. géol. It.*, vol. 86, p. 445-467, 6 fig.

TERZHAGI R.D. (1940). - Compaction of lime mud as a cause of secondary structure. *Journ. Séd. Pétrol.*, vol. 10, p. 78-90.

TODD T.W. (1966). - Petrogenetic classification of carbonate rocks. *Journ. Séd. Petrol.*, vol. 36, n° 2, p. 317-340.

TWENHOFEL W.H. (1950). - Principles of sedimentation. Mac Graw, Hill book Comp., New-York.

VATAN A. (1967). - Manuel de Sédimentologie. Ed. Technip., Paris.

WALKER R.G. (1967). - Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal environment. *Journ. Séd. Petrol.*, vol. 37, n° 1, p. 25-43.

WETHERED (1889). - On the microscopic structure of the jurassic pisolites. *Geol. Mag.*, new sér., déc. 3, vol. 5, p. 23.

WILSON R.C.L. (1965). - Dual classification for point counting limestones. *Nature*, vol. 207, n° 4999, p. 849-850 (England).

WILSON R.C.L. (1968). - Carbonate facies variations within the Osmington oolite series in southern England. *Palæogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 4, p. 89-123.

WOBBER F.J. (1967). - Post depositional structures in the Lias South Wales. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 37, n° 1, p. 166-174, fig. 1-9.

WOLF K.H. (1960). - Simplified limestone classification. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum. Geol.*, t. 44, p. 1414-1416.

WOLF K.H. (1965). - "Grain-diminution" of algal colonies to micrite. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 35, n° 2, p. 420-437.

X (1961). - Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Comité des techniciens du Pétrole. Technip., Paris, 83 p.

X (1962). - Résolutionsdu Colloque du Jurassique de Luxembourg 1962. Publication de l'Institut Grand-Ducal, section des Sciences Naturelles, physiques et mathématiques, p. 77-88, 1964.

X (1964). - Techniques de laboratoire en géologie pétrolière. Technip., Paris, 200 p.

X (1966). - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Technip., Paris, 291 p.

LUCAS G. (1966). - Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines séismiques ou "Tsunami". *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 262, n° 20, p. 2141-2144.

LUCAS G. (1970). - L'effet des mouvements de l'eau et de la morphologie sous-marine sur la répartition des dépôts. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 54-56.

LUCAS G. et NOEL D. (1957). - Sur l'importance des *Coccolithophoridae* dans le nannoplancton des phosphates sédimentaires du Lias à l'époque actuelle. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 245, p. 94-96.

MARTINET B., SOUGY J. (1961). - Utilisation pratique des classifications chimiques des roches carbonatées. *Ann. Fac. Sci. Univ.* Dakar, t. 6, p. 81-92.

MATTER A. (1967). - Tidal Flats deposits in the Ordovician of Western Maryland. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 37, n° 2, p. 601-609.

MENOT J.-C., RAT P. (1967). - Sur la structure du complexe récifal jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 2620-2623.

MERIAUX S. (1953). - Contribution à l'étude de l'analyse granulométrique. Thèse, Paris.

MIDDLETON G.V. (ed.) (1965). - Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists sp., Publ.*, 12, 265 p.

MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.

MILLOT G., FAUCK R., (1971). - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 272, p. 4-7.

MILNER H.R. (1962). - Sedimentary petrography. George Allen and Unwin, 643 p.

MONAGHAN P.H., LYTLE M.A. (1956). - The origin of calcareous ooliths. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 26, n° 2, p. 111-118.

MOUTERDE E., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J. RIOULT M., THIERRY J. et TINTANT H. (1971). - Les zones du Jurassique en France. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 76-102.

NEUMANN M. (1967). - Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères (systématique, stratigraphie). Gauthiers Villars, Paris, 297 p.

NOEL D. (1967). - Etude des roches carbonatées par réplique de surface examinées au microscope électronique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 544-547, 2 pl.

PETTIJOHN F.J. (1948). - Sedimentary rocks, 1ère éd., Harper, New-York.

PETTIJOHN F.J. (1957). - Sedimentary rocks, 2ème éd., Harper, New-York, 718 p., 173 fig.

POTTER P.E., PETTIJOHN F.J. (1963). - Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin.

PRUVOST P. (1930). - Sédimentation et subsidence. Livre-Jubilaire centenaire, Soc. Géol. Fr., Paris.

PURDY E.G., IMBRIE-JOHN (1964). - Carbonate sediments, Great bahama Bank : Guidebook for geol. Soc. Amer. field trip n° 2, Miami Florida, 66 p.

RAT P. (1969). - Esprit et démarche de la paléogéographie. Exemples dans le bassin parisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 2, p. 5-12.

RICOUR J., SIGAL J. (1964). - Compte rendu de la réunion du comité du Mésozoïque méditerranéen (Mai 1964). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 196-197.

ROSFELDER A. (1960). - Contribution à l'analyse texturale des sédiments. Thèse, Alger, 365 p.

SCHNEEGANS D. (1938). - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Imprimerie Nationale Paris, 339 p., 46 fig., 10 pl.

SHROCK R.R. (1948). - Sequence in layered rocks. Mc. Graw-Hill Book Co. New-York, 501 p.

CUVILLIER J., DELOFFRE R. (1964). - Organisme peu connu ou "*incertae sedis*" dans le Crétacé inférieur du Sud-Ouest de l'Aquitaine. *Rev. Micropal.*, Paris, t. 7, n° 1, p. 3-13.

CUVILLIER J., DUFAURE Ph. (1963). - Position stratigraphique de la zone à *Paleodasycladus.* dans le Lias de Corbières, des Pyrénées et du bassin d'Aquitaine en général. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 257, p. 4203-4206.

DANGEARD L. (1935). - Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 5, p. 263-276, 3 pl.

DANGEARD L. (1947). - Présence d'algal balls dans le Bathonien de la Sarthe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 17, p. 311-314.

DELANCE J.H. (1964). - *Meyendorffina et Orbitammina* dans le calcaire de Coblanchien au Sud-Ouest de Dijon. *Rev. Micropal.*, France, vol. 7, n° 3, p. 212-222.

DERIN B, REISS Z. (1966). - Jurassic microfacies of Israel. Spec. Publ. Israel. Inst. Petr., Tel-Aviv, 43 p.

DERVILLE H. (1937). - Quelques détails d'observation touchant les formes récifales de *Nubecularia. Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, t. 7, p. 631-635.

EMBERGER J. (1957). - *Lithoporella elliotti* nov. sp., Mélobésiée nouvelle du Jurassique supérieur des monts Oulad-Naïl, Atlas saharien (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 7, p. 625-630.

FOURCADE E. (1963). - Le Jurassique supérieur du Nord-Ouest de l'Aquitaine. Thèse 3ème cycle, Paris, 34 pl., p. 1-193.

FOURY G., VINCENT E. (1967). - Morphologie et répartition stratigraphique du genre *Kilianina* Pfender. *Ecl. Géol. Helv.*, vol. 60, n° 1, p. 33-45, 2 pl.

FREMY P., DANGEARD L. (1935). - Sur la position systématique des Girvanelles. *Bull. Soc. linn.* Normandie, sér. 8, t. 8, p. 101.

GOFMAN E.A. (1958). - Nouvelles découvertes de Globigérines jurassiques. *Nauc. dokl. U.R.S.S. Skol. Geol. Geogr. nauki*, n° 2, p. 125-126.

GOTTIS M. (1957). - Contribution à la connaissance du Bas Languedoc. Thèse doctorat ès Sciences, Montpellier, n° 34, 557 p. ronéo., 65 fig.

GRIGELIS A.A. (1958). - Découverte de *Globigerina oxfordiana* n. sp. dans le Jurassique supérieur de Lithuanie. *Nauc. dokl. U.R.S.S. Skol. Geol. Geogr. nauki*, n° 3, p. 109-111.

HAEUSLER K. (1881). - Untersuchengen über die Microscopiaschen Structurve rhatnisse der A. argauer Jurakalke mit Besonderer Beriicksichtigung inrer Foraminiferenfarana. *Diss. Uni. Zurich Bruggschweitz*, p. 36.

HAUESLER R. (1890). - Monographie der Foraminiferen Fauna der Schweizerischen Transversarius-Zone. *Abh. Scheiz Palaont. Ges.*, vol. 17, 135 p., 15 pl.

HANZAWA S. (1961). - Facies and Microorganisms of the Paleozoïc, Mesozoïc and Cenozoïc sediments of Japan and adjacent islands. Ed. E.J. Brill., Leyden.

HENSON F.R.S. (1947). - Foraminifera of the genus *Trocholina* in the Middle East. *Ann. and Mag. nat. Hist.*, sér. 11, n° 115, p. 445-459, 3 pl.

HENSON F.R.S. (1948). - Larger imperforate Foraminifera from south-western Asia. London, p. 1-127, pl. 1-16.

JAEKEL O. (1892). - Uber Plicatocriniden, *Yocrinus* und Saccocoma *Zeitsch. der deutsch geolog. Gesellsch.* Berlin 1892, t. 44, p. 619-696.

KILIAN W. (1902). - Sur deux micro-organismes du Mésozoïque alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 4, t. 2, p. 358-359.

LEUPOLD W., BIGLER H. (1936). - "Coscinoconus", eine neue Foraminifera aus Tithon-Unterkreide - Gesteinen der Helkteschen zone der Alpen. *Eclog. Geol. Helv.*, t. 28, n° 2, p. 606-624.

- C - MICROPALEONTOLOGIE, MICROFACIES

AUROUZE G., BELLON J., BIZON J., JOURNEL C. (1956). - Sur la présence du genre *Kilianina* dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 6, p. 221-225.

AUROUZE G., BIZON J. (1957). - Sur le genre *Kilianina* du Bathonien supérieur du bassin de Paris. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 285-286.

AUROUZE G., BIZON J. (1958). - Rapports et différences des deux genres de Foraminifères : *Kilianina* (Pfender) et *Meyendorffina n. gen. Rev. Micropal.*, Paris, vol. 1, n° 2, p. 67-74, pl. 1-3.

BEAUDOIN B. (1967). - A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 264, p. 446-449.

BERNIER P., NEUMANN M. (1970). - *Alzonella cuvillieri n. gen., n. sp.*, nouveau genre de Foraminifère du Bathonien de la bordure méridionale des Cévennes (3 pl.). *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 13, n° 1, p. 3-12.

BIGNOT G., GUYADER J. (1966). - Découverte de Foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine maritime). *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 9, n° 2, p. 104-110.

BISMUTH H., BONNEFOUS J., DUFAURE Ph. - Mesozoic microfacies of Tunisia(?) p. 159-214, pl.1-27.

BOSCH B. (1965). - Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Jurassique de la région de St-Jean Pied de Port (B.P.). Thèse 3ème cycle, Paris.

BRONNIMANN P. (1955). - Microfossils *incertae sedis* from the upper Jurassic and lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology*, t. 1, n° 1, p. 28-31, 10 fig., 2 pl. 1955.

CAROZZI A. (1953). - Présence et importance du genre *Nodophtalmidium* dans le Jurassique supérieur helvétique et jurassien. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. natur.*, Genève, vol. 6, fasc. 2, p. 85-89.

CAROZZI A. (1955). - Dasycladacées du Jurassique supérieur du bassin de Genève. *Eclog. geol. Helv.*, t. 48, n° 1, p. 31-69.

CITA M.B. (1965). - Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the southern Alps (Northern Italy). Intern. Sedimentary. Petr. Ser., Amsterdam, vol. 8, 117 p.

CITA M.B., FORTI A., RAFFI G., VILLA F. (1959). - Jurassic and cretaceous microfacies from the Prealps and central Alpennines (Italy). *Proc. 5th World Petroleum Congress*, sect. 1, paper 54, p. 969-1002, pl. 1-20, fig. 1-8, New-York.

COLOM G. (1947). - Estudios sobre la sedimentacion profunda de las Baleares desde el Lias superior al Cenomanien-Turoniense. Publ. inst. "Lucas Mallada", p. 1-149, 28 pl.

COLOM G. (1948). - Fossils tintinnids loricated Infusoria of the order of the Oligotricha. *Journal of Paleontology*, vol. 22, n° 2, p. 233-263.

COLOM G., CASTANY G., DURAND-DELGA M. (1953). - Microfaune pélagique (Calpionelles, fissurines) dans le NE de la Berbérie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 6, t. 3, p. 517-534.

COLOM G., RANGHEARD Y. (1966). - Les couches à protoglobigérines de l'Oxfordien supérieur de l'île d'Ibiza et leurs équivalents à Majorque et dans le domaine subbétique. *Rev. Micropal.*, Paris, t. 9, n° 1, p. 29-36, 2 fig., 2 pl. h.-t.

COUSIN M., NEUMANN M. (1965). - Microfaciès du Lias dans les Préalpes juliennes occidentales (Frioul, Italie). Note préliminaire. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 339-340.

COUSIN M., NEUMANN M. (1971). - Microfaciès du Lias dans les Préalpes juliennes occidentales (Frioul, Italie). *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 14, n° 1, p. 35-49.

CUVILLIER J. (1951). - Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. E.J. Brill., Leiden, 16 p., 55 pl.

- D - OCEANOGRAPHIE - MILIEUX ACTUELS

BALL M.M. (1967). - Carbonate Sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 37, n° 2, p. 556-591.

BLANC J.J., CHAMLEY H., FROGET C. (1966). - Sédimentation paralique et récifale à Tuléar. *Ann. Univ. Madagascar, série Sciences de la Nature et Mathématiques*, n° 4, p. 35-79.

CAILLERE S., GIRESSE P. (1966). - Etude minéralogique de diverses glauconies actuelles - Nouvelles contributions à la genèse des minerais de fer sédimentaires. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 263, p. 1804-1807.

CARRIGY M.A. (1956). - Organic sedimentation in Warnbro sound, Western Australia. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 26, n° 3, p. 228-239.

CLOUD P.E. (1952). - Facies relationships of organic reefs. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* vol. 36, p. 2125-2149.

CRISTOPHER G., KENDALL C., Sir PATRICK SKIPWTH A.E. (1968). - Recent algal mats of persian gulf lagon. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 38, n° 4, p. 1040-1058.

DANGEARD L. (1954). - Oolithes marines actuelles, comparaison avec les oolithes marines anciennes. *C. R. XIX° Sess. Congr. géol. intern.*, Alger, sect. IV, p. 79-80.

EMERY K.O. (1956). - Sediments and water of Persian Gulf. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, t. 40, n° 10, p. 2354-2383.

EMERY K.O., TRACEY J.I., LADO H.S. (1964). - Geology of Bikini and nearly atolls. Part. I (Geology). *U.S. Geol. prof. Paper 260 A.*

EVANS, GRAHAM. (1965). - Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. 121, p. 209-245.

FRUTH J.R. ORME G.R., DONATH F.A. (1966). - Experimental compaction effects in carbonate sediments. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 36, n° 3, p. 747-754.

GINSBURG R.N. (1955). - Recent stromatolitic sediments from South Florida. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 25, p. 129.

GINSBURG R.N. (1956). - Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, t. 40, n° 10, p. 2384-2427.

GINSBURG R.N. (1960). - Ancient analogues of recents Stromatolites. C. R. XXI° Sess. Intern. geol. Congr. Copenhague, pt. 22, p. 26-35.

GIRESSE P. (1965). - Oolithes ferrugineuses en voie de formation au large du cap Lopez (Gabon). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 2550-2552.

GIRESSE P. (1965b). - Observations sur la présence de glauconie actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds de bassin gabonais. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 260, p. 5597-5600.

HEEZEN B.C. (1959). - Dynamic processes of abyssal sedimentation : erosion, transportation and redeposition of the deep sea floor. *Geophys. Journ. roy. Astr. Soc.*, vol. 2.

HOSKIN C.H. (1966). - Coral pinnacle sedimentation, Alacran reef lagoon, Mexico. *Journ. sed. Petrol.*, vol. 36, n° 4, p. 1058-1074.

ILLING L.V. (1954). - Bahaman calcareous sands. *Bull. amer. Assoc. Pétrol. Geologists*, vol. 38, p. 1-95.

KING C.A. (1962). - Oceanography for geographens. London, Edward Arnold, 337 p.

LOMBARD A. (1938). - Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 30, n° 2, p. 320-331.

LOMBARD A. (1945). - Algues inférieures (Chlorophycées) du Jurassique supérieur alpin. *C. R. Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève, vol. 62, n° 2, p. 45-46.

MAYNC W. (1960). - Biocaractères et analyses morphométrique des espèces jurassiques du genre *Pseudocyclamina*. I *Pseudocyclamina lituus* Yokoyama *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 2, n° 3, p. 153-172. II *Pseudocyclamina jaccardi* Schrodt. *ibid.* vol. 3, n° 2, pp. 7-16.

MAYNC W. (1966). - Microbiostratigraphy of the Jurassic of Israel. *Bull. géol. Survey*, Israel, n° 40, p. 1-56, pl. 1-15.

MOROZOVA V.G., MOSKALENKO T.A. (1961). Planktonnie foraminifery pogranichnykhot lozhenig bayosskogo i batskogo yarusiv tsentralnoyo Dagestana. *Voprosy Micropaleontologii, n° 4, Akad Nauk SSR Otdel Géol. Géogr. Nauk Géol. int.* p. 3-30, pl. 1-2, test fig. 1-9. (Foraminifères planctoniques de la limite Baj. bathonien du Dagestan).

NOUET G. (1957). - Sur certains microfaciès du Jurassique : leur utilité. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 214.

PEYRE Y. (1959). - Etude sur les organismes jurassiques présentant en sections taillées l'aspect de filaments. *Rev. Micropal.*, Paris, vol. 2, n° 2, pp. 80-87.

PFENDER J. (1933). - Sur un Foraminifère nouveau du Bathonien des montagnes d'Escreins *Kilianina blancheti* nov. gen. nov. sp. *Ann. Univ.* Grenoble N. sér., sec. Sci., t. 10, n° 1-2, p. 243-252, pl. 1-2.

PFENDER J. (1938). - Les Foraminifères du Valanginien provençal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, t. 8, p. 231-242.

DEAN PROCTOR P.D., CLARK D.N. (1956). - The Curley limestone-an unusual biostrome in central Utha. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 26, n° 4, p. 313-321.

REMANE J. (1962). - Zur Calpionellen systematik. *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, vol. 1, p. 8-24.

REMANE J. (1963). - Les Calpionelles dans les couches de passage jurassique crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Grenoble, t. 39, p. 25-82.

REY M. et NOUET G. (1958). - Microfaciès de la région prérifaine et de la moyenne Moulouga (Maroc septentrional). *Int. Sed. Petr. Sér.*, Amsterdam, vol. 3, 97 pl.

SARTONI S., CRESCENTI U. (1962). - Recherche biostratigrafiche nel Mesozoico dell Alpennino meridionale. *Giorn. Geol.*, vol. 29, p. 161-304, pl. 11-52.

SEIBOLD E. et I. (1959). - Foraminiferien der Bank und-Schwamm-Fazies im unteren Malm Sud-Deutschland. *S. Jb. Geol. Pal.*, Abn. 109, n° 3, p. 309-348.

SEIBOLD E. and I (1960). - Foraminifera in sponge bioherms and bedded limestones of the Malm, south Germany. *Micropaleontology*, vol. 6, n° 3, p. 301-306, 15 fig.

SEIBOLD E. et I. (1960). - Uber funde von Globigerinen an der Dogger Malm-Grenze Suddeutchland. Intern. Geol. Congr. Rep. 21° Sess. Norden, Copenhague, pt. 6, p. 64-68.

VERNIORY R. (1960). - Présence et étude de *Saccoma tenella* Golfuss à Talloire (Hte-Savoie). *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. natur.*, Genève, vol. 13, fasc. 2, p. 250-257, 1 pl.

WEINSCHENK R. (1956). - Some rare jurassic index Foraminifera. *Micropaleontology*, vol. 2, n° 3, p. 283-286, 1 pl., 3 fig.

X. (1959). - Microfacies italiane. AGIP MINERARIA, S. Donato Milanese, 35 p., 145 pl.

TABLE DES MATIERES

Pages

Résumé 1
Abstract 2
Introduction, plan de l'étude 5

Première partie : Généralités

I - Le cadre géographique 9
II - Esquisse stratigraphique et structurale 12
A - Stratigraphie du domaine provençal 12
B - Stratigraphie du domaine subalpin 13
C - Esquisse structurale 14

III - Historique 17
IV - Nomenclature stratigraphique 19
V - Paléogéographie de la Provence au Jurassique 22

Deuxième partie : Méthodes d'étude

I - Introduction 27
II - Le travail de terrain
A - Les coupes 27
B - Etude cartographique 28
C - Prélèvement des échantillons 28
D - Critique des observations de terrain 29

III - Etudes de Laboratoire
A - Généralités 30
B - Les microfaciès 30
C - Etudes complémentaires 31

IV - Définition des termes utilisés
A - Les ensembles sédimentaires 32
B - Les structures sédimentaires 32
C - Texture - Classification pétrographique des calcaires 39
D - Interprétation des résultats - synthèses paléo-océanographiques 48

KUENEN P. (1933). - Geology of coral reefs. Reports of Snellins Exped., t. 5. Geological results n° 2.

KUENEN P. (1964). - Marine geology. John Wiley and Sons Inc., New-York.

LUCAS G. (1955). - Oolithes marines actuelles et calcaires oolitiques récents sur le rivage africain de la Méditerranée orientale. *Bull. St. Oceanogr. Salambo,* (Tunisie), 52, p. 19-38.

MATTHEWS R.K. (1966). - Genesis of recent lime mud in Southern British Honduras. *Journ. sed. Petrol.,* vol. 36, n° 2, p. 428-454.

PERES J.M. (1961). - Océanographie biologique et biologie marine (I - La Vie benthique). Press. Univ. de France, Paris, 541 p.

PICARD J.M. (1967). - Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux. *Rec. Trav. St. Marine, Endoume,* Marseille, supplément n° 2, tome "hors-série".

OTTMANN F. (1965). - Introduction à la géologie marine et littorale. Masson, Paris.

SHINN E.A., GINSBURG R.N., LLOYD MICHAEL R. (1965). - Recent supratidal dolomite from Andros island, Bahamas. in PRAY L.C. and MURRAY R.C. eds : Dolomitisation and limestones diagenesis, a symposium. *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists.* sp. Publ. n° 13, p. 112-123.

SHINN E.A., GINSBURG R.N., LLOYD MICHAEL R. (1968a). - Practical significance of bireyes structures in carbonates rocks. *Journ. Sed. Petrol.,* vol. 38, n° 1, p. 215-223.

SHINN E.A., GINSBURG R.N., LLOYD MICHAEL R. (1968b). - Selective dolomitisation of recent sedimentary structures in carbonate rocks. *Journ. Sed. Petrol.,* vol. 38, n° 2, p. 612-616.

SHINN E.A., LLOYD MICHAEL R., GINSBURG R.N. (1969). - Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros island - Bahamas. *Journ. Sed. Petrol.,* vol. 39, n° 3, p. 1202-1228.

STOCKMAN K.W., GINSBURG R.N. et SHINN E.A. (1967). - The production of lime mud by algae in South Florida. *Journ. sed. Petrol.,* vol. 37, n° 2, p. 633-648.

SVEKDRUP H.V., JOHNSON M.V., FLEMMING K.H. (1942). - The oceans. Prentice Hall, New-York.

WEYDERT P. (1968). - Zonation des ensembles récifaux internes de la Baie de Tuléar. *C. R. Acad. Sci.,* Paris, t. 266, p. 1367-1369.

WOLF K.H. (1965). - Gradational sedimentary products of calcareous algae. *Sedimentology,* vol. 5, p. 1-27.

Quatrième partie : le Jurassique moyen

I - Introduction

A - Généralités 141

B - Esquisse stratigraphique générale du Jurassique moyen provençal 142

II - Etude des coupes

A - Bassin provençal 149

Région de Marseille 149

Coupe de l'Aurélien 151

Coupe des Bonfillons 152

Coupe des plateaux d'Agnie 154

Coupe de Tourves 156

Coupe de la Lare 157

Conclusion 158

B - Bordure méridionale du bassin provençal 158

Vallée du Gapeau 159

Massif des barres de Cuers 165

Région de Forcalqueiret 172

Région de la Roquebrussane 176

Environs de Cabasse et du Thoronet 177

Région de Bandol 179

C - Bordure septentrionale du bassin provençal 185

Région de Carcès - Entrecasteaux 185

Unité de Ste-Victoire 193

Le Jurassique moyen entre Rians et Cotignac 196

D - Le haut-fond du moyen Verdon 202

Le Jurassique moyen calcaire au Nord de Rians 202

Le Jurassique moyen dolomitique entre Moissac et Draguignan 207

Le Jurassique moyen calcaire entre Bargemon et Nice 210

E - La bordure méridionale du bassin dauphinois 225

Région de Vinon - Gréoux-les-Bains 226

Région des gorges du Verdon 228

Environs de Castellane 230

Vallées de l'Estéron et du Var 231

F - Bassin dauphinois 234

Limites méridionales du bassin dauphinois au Jurassique moyen 234

III - Description et interprétation des principaux faciès du Jurassique moyen

A - Faciès autochtones 235

Les marnes et les marno-calcaires 235

Les biomicrites 238

Les pelmicrites 240

Les micrites 240

Les biolithites (calcaires construits) 241

Troisième partie : Le Jurassique inférieur

I - Introduction

A - Généralités 57

B - Esquisse stratigraphique générale du Jurassique inférieur provençal 57

II - Etude des coupes

A - Le bassin provençal 64

Coupes de Cuers et Puget-Ville 64

Conclusion, principaux microfaciès caractéristiques 68

Extension et variations des formations dans le bassin provençal ... 70

Vallée du Gapeau 72

Ste-Baume 75

B - La marge méridionale du haut-fond du moyen Verdon 80

Coupe de Cabasse 81

Variations de faciès du Jurassique inférieur de Cabasse à Salernes 82

Coupe de Pourcieux 85

Variations du Jurassique inférieur dans la région de St-Maximin - Barjols 87

Conclusions 91

C - Le haut-fond du moyen Verdon 91

De Rians à Draguignan 92

De Draguignan à Grasse 93

De Grasse à Nice 93

Au Nord des gorges du Verdon 94

Conclusion 95

D - La bordure septentrionale du haut-fond du moyen-Verdon 95

Le Jurassique inférieur entre Chabrières et Castellane 95

Le Jurassique inférieur entre Castellane et la vallée du Var 100

E - Les séries de la région d'Aix en Provence 103

Coupe des Bonfillons 104

Variations latérales dans l'anticlinal de Ste-Victoire 113

Conclusion 116

F - Le bassin dauphinois 116

III - Interprétation et répartition des principaux faciès du Jurassique inférieur

A - Introduction 120

B - Description et interprétation des principaux faciès 120

Faciès autochtones 120

Faciès allochtones 125

Faciès particuliers 126

C - Répartition stratigraphique et géographique des principaux faciès .. 129

Généralités 129

Localisation stratigraphique des microfaciès et des micro-organismes 129

Répartition géographique et corrélations des faciès 131

Conclusion 296

C - Unité récifale 296

Les"calcaires blancs" de la montagne Sainte-Victoire 297

Les "calcaires blancs" de la partie centrale des gorges du Verdon .. 302

Les "calcaires blancs" au Nord de Grasse 306

D - Zone des faciès intermédiaires 309

E - Bassin dauphinois 310

Généralités 310

Description des coupes 310

Conclusion 313

IV - Interprétation et répartition des principaux faciès du Jurassique supérieur

A - Introduction 314

B - Description et interprétation des principaux faciès 314

Faciès autochtones 314

Faciès allochtones 317

Les silicifications 320

Les dolomies 320

Conclusion 321

C - Répartition chronostratigraphique et géographique des faciès

Répartition chronostratigraphique des microfaciès et des organismes 321

Répartition géographique des faciès 323

Conclusion 326

Sixième partie : Conclusion

Conclusion 331

Bibliographie .....

A - Géologie régionale 339

B - Ouvrages généraux 346

C - Micropaléontologie - Microfaciès 352

D - Océanographie, milieux actuels 355

Table des matières 357

B - Faciès allochtones 242
Les intrasparites 242
Les pelsparites 243
Les oosparites 243
Les oomicrites et intramicrites 244

C - Les dolomies et la dolomitisation 245

IV - Répartition stratigraphique et géographique des faciès au Jurassique moyen

A - Généralités 246
B - Répartition stratigraphique des microfaciès 247
Répartition stratigraphique des minéraux et des organismes 247
Répartition stratigraphique des microfaciès 248

C - Répartition géographique des formations du Jurassique moyen 248
Corrélation des formations sur des profils typiques 248
Répartition géographique des formations et reconstitution paléogéographique 250

D - Conclusion 252

Cinquième partie : Le Jurassique supérieur

I - Introduction

A - Généralités 257
B - Stratigraphie générale de l'Oxfordien et du Kimmeridgien 258
C - Stratigraphie générale du Portlandien 262

II - Etude des coupes de l'Oxfordien et du Kimmeridgien

A - Région méridionale 264
Série normale de la structure de la Ste-Baume 264
Environs de Marseille 265
Anticlinal de la Lare et environs de Tourves 265
Conclusion 265

B - Région médiane 265
Environs de Rians 266
Gorges du Verdon, Serre de Mondenier, Signal de Beynes 273
Entre Grasse et la vallée du Var 275
Arrière pays niçois 280

C - Bassin dauphinois 282
Provence occidentale 282
Région de Castellane 285
Bordure méridionale du dôme de Barrot 287

III - Etude des coupes du Portlandien

A - Zone méridionale 289
B - Zone médiane 292
Unité de la Ste-Baume 292
Unités des environs de Marseille et bordure sud du synclinal de l'Arc 295